

**Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Aplikovaná geologie



Mgr. Renata Gaždová

Využití a interpretace seismických povrchových vln v širokém oboru frekvencí

Application and interpretation of seismic surface waves in
a broad frequency range

Disertační práce

školitel: Doc. RNDr. Jan Vilhelm, CSc.

Praha, 2012

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 31.5.2012

Podpis

Poděkování patří především mému školiteli Doc. RNDr. Janu Vilhelmovi, CSc., za veškerou pomoc a podnětné připomínky při vedení disertační práce. Dále bych ráda poděkovala všem svým kolegům z Ústavu struktury a mechaniky hornin AV ČR, v.v.i. (ÚSMH AV ČR), kteří mi poskytli pomoc a rady při řešení problémů spojených s tématem této práce, zejména Mgr. Petru Kolínskému, Ph.D., a RNDr. Jiřímu Málkovi, Ph.D., kteří mi poskytli mnoho rad ohledně zpracování a interpretace povrchových vln. Dále bych ráda poděkovala doc. RNDr. Oldřichu Novotnému, CSc., (MFF UK) za mnoho hodin konzultací. Za pomoc s terénními měřeními bych chtěla poděkovat zejména Mgr. Janu Valentovi, Ph.D. (ÚSMH AV ČR), RNDr. Zdeňku Jáněmu, PhDr., RNDr. Jiřímu Dohnalovi a doc. RNDr. Jaroslavu Knězovi, CSc., (všichni z PřF UK). Zvláštní poděkování patří Robinu Lukešovi a mé rodině za podporu během mého studia.

OBSAH

Abstrakt	6
Abstract	7
1. Úvod	8
1.1 Téma a cíle práce	8
1.2 Struktura práce	9
2. Povrchové vlny a jejich vlastnosti	11
3. Metody stanovení disperzní křivky	15
4. Inverze disperzních křivek	21
5. Přehled aplikací povrchových vln	22
6. Přehled dosažených výsledků	24
6.1 Publikace 1: DISECA – A Matlab code for dispersive waveform calculations	24
6.2 Publikace 2: S Shear wave velocities inferred from surface wave dispersion beneath the Příbram array in the Czech Republic	26
6.3 Publikace 3: Surface wave phase velocities between Bulgaria and the Czech Republic	28
6.4 Publikace 4: Stanovení disperzní křivky z úderového a vibračního měření v mělkém seismickém průzkum	30
6.5 Publikace 5: Experimental verification of the resolution capabilities of surface waves within the shallow seismic survey	31
7. Výsledky	33
8. Seznam citované literatury	36
9. Přílohy	45

SEZNAM PŘÍLOH

- Příloha 1 Prohlášení spoluautorů upřesňující autorský podíl na jednotlivých publikacích
- Příloha 2 Publikace 1: Gaždová R. and Vilhelm J., 2011: DISECA – A Matlab code for dispersive waveform calculations. *Computers and Geotechnics*, 38(4), 526-531, doi:10.1016/j.compgeo.2011.03.001.
- Příloha 3 Publikace 2: Gaždová R., Kolínský P., Málek J. and Vilhelm J., 2008: Shear wave velocities inferred from surface wave dispersion beneath the Příbram array in the Czech Republic. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 5 (151), 247-255.
- Příloha 4 Publikace 4: Gaždová R., Kolínský P., Popova I. and Dimitrova L., 2011. Surface wave phase velocities between Bulgaria and the Czech Republic. *EGRSE Journal*, 2011/2, 16-23.
- Příloha 5 Publikace 5: Gaždová, R. a Vilhelm, J., 2006. Stanovení disperzní křivky z úderového a vibračního měření v mělkém seismickém průzkumu. *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, Řada stavební, č. 2 - 2006, ročník VI.*, 77-87.
- Příloha 6 Publikace 6: Gaždová R., Kolínský P., Vilhelm J. and Valenta J.: Experimental verification of the resolution capabilities of surface waves within the shallow seismic survey. *Rukopis*.
- Příloha 7 Algoritmus programu DISECA

ABSTRAKT

Předkládaná práce se zabývá studiem využití a interpretací povrchových vln v širokém oboru frekvencí a měřítek. Využití povrchových vln jako doplňku ke seismickým metodám používajících objemové vlny se jeví jako velice výhodné. Jejich interpretací lze získat nové informace o studovaném prostředí a zároveň lze jejich pomocí řešit úlohy, jež jsou ostatními seismickými metodami obtížně řešitelné. Přitom jsou povrchové vlny přítomné na seismických záznamech prakticky vždy a pro jejich využití tedy není nutné modifikovat standartní měřicí postupy.

Výsledkem práce je originální algoritmus pro rychlý výpočet syntetického disperzního vlnového pole v libovolném oboru frekvencí a v libovolném měřítku. Vstupním parametrem pro tento výpočet je disperzní křivka fázové rychlosti, což se výrazně liší od ostatních používaných metod. Syntetické disperzní vlnové pole je spočteno v dané vzdálenosti od seismického zdroje jako suma jednotlivých seismických impulsů posunutých v čase tak, aby posun odpovídal fázové rychlosti dané frekvenční komponenty v dané vzdálenosti. Tento přístup má svojí velkou výhodu v tom, že modelované disperzní vlnové pole odpovídá předem jasně definované disperzní křivce pro daný mód (nebo módy, jsou-li vstupem disperzní křivky více módů povrchové vlny) a je tedy vhodné zejména pro testování různých metod analýzy disperzního pole. Tento algoritmus byl implementován do počítačového programu DISECA.

Dále byl vyvinut originální postup zpracování povrchových vln naměřených na skupinové seismické stanici. Zdroje seismické energie se musí nacházet mimo tuto skupinovou seismickou stanici a ideálně by měly být azimutálně co nejpestřejší. Cílem této metody je získání průměrné disperzní křivky grupové rychlosti ze všech dostupných hodochron, jež tvoří rozdíly v časech příchodu dané frekvenční komponenty na všechny snímače a od všech zdrojů. Tímto postupem je získána disperzní křivka grupové rychlosti, jež náleží oblasti ohraničené geometrií skupinové seismické stanice. Metoda byla aplikována na Rayleighovy vlny generované lomovými odpaly a zaznamenané na skupinové seismické stanici Příbram, která leží nad plynovým zásobníkem. Výsledkem byl model rychlosti S-vlny do hloubky 1,8 km, jež se výrazně liší od průměrného rychlostního modelu pro centrální pluton Českého masivu. Tyto rozdíly byly interpretovány jako projevy chodeb a dutin tvořící plynový zásobník.

V práci byly analyzovány fázové rychlosti povrchových vln mezi Bulharskem a Českou republikou měřené podél několika profilů pomocí modifikované metody dvou stanic. Byly zpracovány Loveho i Rayleighovy vlny generované několika zemětřeseními. Výsledkem inverze disperzních křivek fázových rychlostí byl model rychlostní struktury kůry a svrchního pláště pro studovaný profil. Z poměru SH/SV byla odhadnuta maximální anizotropie na studovaném profilu. Pro svrchní plášť, kde jsou výsledky nejstabilnější, vyšla hodnota 5 %.

Dále byly studovány možnosti využití povrchových vln při mělkém seismickém průzkumu. Na syntetických i reálných datech byla otestována metoda stanovení disperzní křivky pomocí převodu úderových dat na pseudo-vibrační data. Byly studovány naměřené povrchové vlny z okolí hlubokého zlomu o frekvenčním rozsahu 8-200 Hz. Z naměřeného vlnového pole byly pomocí frekvenčně časové analýzy určovány disperzní křivky fázových rychlostí Rayleighových vln na Z a R složce a Loveho vlny na T složce v řadě bodů podél profilu. Disperzní křivky byly následně invertovány na rychlostní profily S-vln pomocí izometrické metody. Výsledky byly srovnány i s výsledky ostatních geofyzikálních metod a také přímo s pozorováním z paleoseismologické rýhy, jež byla na měřeném profilu vykopána. Kombinací výsledků ze seismické tomografie P-vln a inverze povrchových vln bylo zjištěno rozložení Poissonovy konstanty. V daném případě bylo zjištěno, že rozlišovací schopnost rychlostních řezů P- a S- vln je srovnatelná, a že pomocí povrchových vln lze zpřesnit stanovení litologického rozhraní.

ABSTRACT

Submitted Ph.D. thesis is concerning the application and interpretation of seismic surface waves in a broad range of frequencies and scales. Using surface waves as a supplement to the methods dealing with body waves seems to be worth the effort. Surface wave interpretation can be used to obtain new information about the studied medium and simultaneously it can overcome, in some cases, the limitations of other seismic techniques. Moreover, surface waves are usually present on measured records and hence for its usage it is not necessary to modify the standard measuring procedures.

One of the results of this thesis is an original algorithm for dispersive waveform calculation. The program works in an arbitrary range of frequencies and scales. The input parameter for the calculation is the dispersion curve. In this point the algorithm differs from all other approaches used so far. Algorithm is based on a summation of frequency components with shifts corresponding to the velocity dispersion and distance. The resulting waveform only contains an individual dispersive wave of the selected mode, thus being particularly suitable for testing of methodologies for dispersive wave analysis. The algorithm was implemented into the program DISECA.

Furthermore, a new procedure was designed to calculate the dispersion curves of surface waves at a local array of seismic stations using sources outside of the array. Method is based on an evaluation of the average group velocity for each period from the travel-time curves for all sources and stations. The S-wave velocity model derived from this average dispersion curve represents the geological structure beneath the seismic array. The method was applied to the Rayleigh waves generated by quarry blasts and recorded at the seismic array Příbram-Háje. The seismic array is situated around the underground gas storage. The obtained S-wave velocity model down to the depth of 1.8 km differs significantly from the average model of the Central Bohemian Pluton. The differences were interpreted as the effect of mining openings and cavern of the gas storage.

Surface phase velocities, measured along several profiles between Bulgaria and the Czech Republic, were analyzed using a modified two-station method. Love and Rayleigh waves generated by several earthquakes were processed. Determined phase velocity dispersion curves were inverted for the crust and upper mantle velocity structure. From the SH/SV ratio, the maximal anisotropy was estimated. For the upper mantle, where the results are most stable, the anisotropy estimate reaches 5 %.

Another important aim of this thesis was to study the possibility of using surface waves within the near surface prospection. The method based on stretching impulse data into a frequency-swept data was tested both on synthetic and real data. Furthermore, surface wave data were measured within the geophysical survey of the Hluboká fault. The surface waves were studied in the frequency range 8–200 Hz. Phase velocity dispersion curves of Rayleigh and Love waves were determined from a three-component seismograms by means of the frequency-time analysis for several points located on the profile. The Rayleigh waves were determined on the vertical (Z) and radial (R) components, the Love waves were determined on the transversal (T) components. Dispersion curves were then inverted to obtain 1-D S-wave velocity model using the isometric method. The results were compared with results from other geophysical methods and also with direct observation from a paleoseismological trench. Combination of the S- and P-wave velocity profiles obtained from the surface wave analysis and P-wave tomography respectively was used to estimate the Poisson ratio. It was shown, that the resolution capabilities of velocity sections of the P- and S-waves are comparable and also that using of surface waves can improve delineation of the lithological boundaries.

1. ÚVOD

1.1. Téma a cíle práce

Předkládaná dizertační práce se zabývá studiem seismických povrchových vln v mnoha měřítkách a v širokém oboru frekvencí. Klasický seismický průzkum se zakládá na analýze objemových (prostorových) vln. Jejich zpracování vychází ze stanovení času příchodu P a S vln. Přitom lze využít vln přímých, které se šíří přímo od zdroje k přijímači, vln refragovaných, odražených, difragovaných apod. (např. Sheriff and Lloyd, 1995; Aki and Richards, 2002). Povrchové vlny byly v minulosti pokládány za koherentní šum a byly vyvíjeny techniky pro jejich odstranění anebo alespoň o jejich utlumení. Například při reflexním měření, kdy se odfiltrováním povrchových vln zlepšoval užitečný signál obsahující hledané reflexy. Využití seismických povrchových vln se začalo objevovat až později. V seismologii se první použití datuje do konce 50. let 20. století, v užité geofyzice se povrchové vlny začaly používat až v druhé polovině 80. let 20. století (Socco and Strobia, 2004). Tento jev lze spojit s faktem, že pro jejich analýzu je potřeba složitějších postupů. Zpracování povrchových vln se zakládá na stanovení disperzní křivky, která vyjadřuje závislost rychlosti na frekvenci. Stanovení a následná inverze těchto křivek je výpočetně náročnější operací, a proto je rozvoj metod spojených s povrchovými vlnami silně spojen s rozvojem výpočetní techniky.

Využití povrchových vln může přinést mnoho informací o studovaném prostředí. Jejich pomocí lze určit rychlost střížných S-vln a koeficient útlumu. Zároveň lze s jejich pomocí řešit úlohy, jež nelze řešit pomocí objemových vln, jako je například prostředí s inverzí rychlosti (včetně detekce existence dutin, silně rozvolněných vrstev pod silnicemi, tzv. *'low-velocity layer'* ve svrchním plášti apod.).

Povrchové vlny často tvoří dominantní část seismického záznamu. Při seismickém průzkumu jsou na záznamech obsaženy vždy. Takže pro jejich vybudování při seismickém průzkumu není potřeba žádných speciálních modifikací terénního měření. Při úderovém měření je pouze vhodné prodloužit okno záznamu, protože povrchové vlny přicházejí později než vlny objemové (např. při mělkém seismickém průzkumu je často více než dostačující okno dlouhé 1 s). Zároveň lze pomocí povrchových vln získat představu o rozložení střížných S-vln i při záznamech pořizovaných pouze vertikálními geofony a bez použití speciálních zdrojů S-vln (jako například v mělkém seismickém průzkumu nejčastěji používaný případ vertikálního úderu kladiva na destičku).

Řešené téma bylo též součástí několika grantových a výzkumných projektů řešených jak na Přírodovědecké fakultě UK, tak na Ústavu struktury a mechaniky hornin AV ČR, v.v.i. (ÚSMH):

- GAUK 236/2006/B-GEO/PrF: Závislost seismicky určeného příčného modulu zemin na měřítkovém faktoru (hlavní řešitel: Mgr. Renata Gaždová), grant byl řešen v letech 2006 – 2008.
- GAAV IAA300460705: Šíření povrchových seismických vln v oblasti transevropského švu (grant v rámci mezinárodního projektu PASSEQ (Passive Seismic Experiment in TESZ); hlavní řešitel: RNDr. Jiří Málek, PhD.), grant byl řešen v letech 2006 – 2010.
- VaV projekt č. 1/2009: Peleoseimologické vyhodnocení průzkumu zlomových struktur v okolí JE Temelín (veřejná zakázka ve výzkumu a vývoji pro Státní úřad pro jadernou bezpečnost; hlavní řešitel: Mgr. Petr Špaček, PhD.), zakázka byla řešena v letech 2009 – 2010.

- GAČR č. 205/09/1244 : Charakter seismicity v oblasti hronovsko - poříčského zlomu (hlavní řešitel: Mgr. Petr Kolínský), grant je řešen od roku 2009.

Cíle práce je možné definovat v následujících bodech:

- studium využití povrchových vln v různých měřítkách a v různých frekvenčních oborech;
- vývoj programu na rychlý výpočet syntetického seismogramu obsahující pouze disperzní vlnu přesně definovaných vlastností, jež by umožnil srovnání různých metodik zpracování povrchových vln v různých frekvenčních a vzdálenostních oborech;
- vývoj nových metodik a postupů na zpracování a interpretaci povrchových vln detekovaných na skupinové seismické stanici;
- použití klasických metod pro zpracování a interpretaci povrchových vln a jejich aplikace na data od vzdálených zemětřesení;
- analýza povrchových vln buzených různými zdroji;
- studium použitelnosti metody povrchových vln v mělkém seismickém průzkumu.

1.2 Struktura práce

Předložená doktorská dizertační práce se skládá ze tří hlavních částí. První část vymezuje studovanou problematiku seismických povrchových vln, popisuje jejich základní vlastnosti, podává přehled o základních metodách jejich analýzy a následné inverze a také podává přehled o aplikacích povrchových vln při výzkumech v různých měřítkách. Hlavní část práce tvoří soubor čtyř autorových prací publikovaných v odborných recenzovaných časopisech a jeden rukopis. Publikace se věnují využití a interpretaci seismických povrchových vln v širokém oboru frekvencí. Ke každé publikaci je zvlášť připojen seznam použité literatury v originální podobě. Pro větší přehlednost jsou publikace vloženy jako přílohy (kapitola 9). Zároveň je český stručný výtah ze všech publikací součástí kapitoly 6. Závěrečná část práce (kapitola 7. Výsledky) je syntézou publikovaných poznatků a shrnuje cíle disertační práce.

Hlavní část práce je složená ze dvou publikací v impaktových časopisech:

1) Gaždová R. and Vilhelm J., 2011: DISECA - A Matlab code for dispersive waveform calculations. Computers and Geotechnics, 38(4), 526-531, doi:10.1016/j.compgeo.2011.03.001.

2) Gaždová R., Kolínský P., Málek J. and Vilhelm J., 2008: Shear wave velocities inferred from surface wave dispersion beneath the Příbram array in the Czech Republic. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 5(151), 247-255.

Dále se práce zakládá na dvou publikacích v odborně recenzovaných časopisech:

3) Gaždová R., Kolínský P., Popova I. and Dimitrova L., 2011: Surface wave phase velocities between Bulgaria and the Czech Republic. EGRSE Journal, 2011/2, 16-23.

4) Gaždová, R. a Vilhelm, J., 2006: Stanovení disperzní křivky z úderového a vibračního měření v mělkém seismickém průzkumu. Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské - Technické univerzity Ostrava, Řada stavební, 2(2006), 77-87.

Poslední část je rukopis připravený k zaslání do impaktivního časopisu Near Surface Geophysics:

5) Gaždová R., Kolínský P., Vilhelm J. and Valenta J.: Experimental verification of the resolution capabilities of surface waves within the shallow seismic survey.

Povrchové vlny byly studovány v širokém oboru frekvencí. V níže uvedeném textu je ilustrován frekvenční rozsah povrchových vln využitých v jednotlivých publikacích.

První zmíněná publikace „DISECA – A Matlab code for dispersive waveform calculations“ se věnuje popisu originálního programu DISECA, který umožňuje syntetické modelování disperzního vlnového pole. Přínosem vypracované metody je, že funguje v libovolně širokém oboru frekvencí.

Druhá publikace „Shear wave velocities inferred from surface wave dispersion beneath the Příbram array in the Czech Republic“ se věnuje povrchovým vlnám od lomových odpalů, měřených na širokopásmové seismické skupinové stanici na Příbrami. V této studii se zabýváme povrchovými vlnami ve frekvenčním intervalu 0,333 až 5 Hz (tzn. v periodách se jedná o interval 0,2 až 3,0 s).

Třetí publikace „Surface wave phase velocities between Bulgaria and the Czech Republic“ se věnuje klasické seismologické úloze pro povrchové vlny – tedy stanovením fázové rychlosti na studovaném profilu (v tomto případě se jedná o profil mezi Českou republikou a Bulharskem) pro sérii zemětřesení ležících v prodloužené ose tohoto měřeného profilu. Jedná se o studium vln ve frekvenčním intervalu 0,01 až 0,125 Hz (tzn. v periodách se jedná o interval 8 až 105 s).

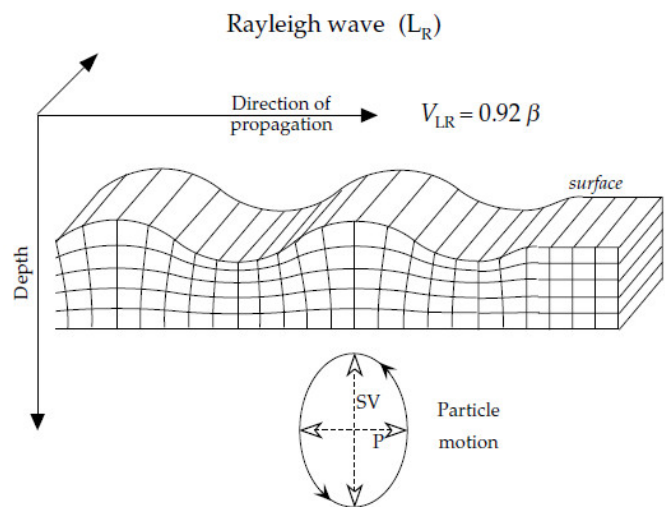
Čtvrtá publikace se věnuje popisu metodiky stanovení disperzní křivky v mělkém seismickém průzkumu. Základem článku je popis metody převodu úderových dat na pseudo-vibrační data. V článku jsou touto metodou analyzována jak syntetická data, tak i reálně naměřená data v intervalu 12 – 59 Hz (tzn. v periodách se jedná o interval 0,017 až 0,08 s).

Poslední, pátá práce se věnuje povrchovým vlnám generovaným úderem kladiva na kovovou desku a zaznamenaných na trojsložkových geofonech. Povrchové vlny jsou studovány na lokalitě, kde se nachází dvě litologicky odlišné jednotky rozdělené hlubokým zlomem – permokarbonské sedimenty blanické brázdy a křídové sedimenty budějovické pánve. Naměřené povrchové vlny se pohybují ve frekvenčním pásmu 8 až 200 Hz (tzn. v periodách se jedná o interval 0,005 až 0,125 s).

2. POVRCHOVÉ VLNY A JEJICH VLASTNOSTI

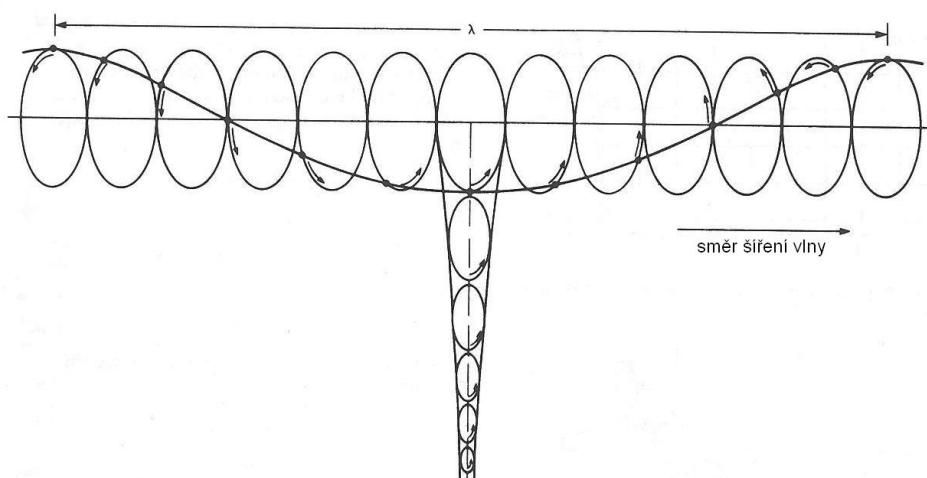
V homogenním, izotropním a neomezeném prostředí se mohou šířit pouze objemové elastické vlny. Pokud je v prostředí alespoň jedno rozhraní, mohou se zde objevit povrchové vlny. Povrchové vlny nejsou v podstatě novým druhem vlny, ale jsou to interferenční vlny, které vznikají interferencí objemových vln. Povrchové vlny se šíří například podél volného povrchu prostředí a směrem do hloubky jejich amplituda rychle klesá. V seismice rozlišujeme několik druhů povrchových vln. Mezi nejdůležitější se řadí Rayleighovy a Loveho vlny.

Rayleighovy vlny poprvé popsal Lord Rayleigh (Rayleigh, 1885). Rayleighovy vlny se v nejjednodušším případě šíří podél volného povrchu homogenního poloprostoru. Ačkoli pojem volný povrch je vázán na kontakt s vakuem, elastické konstanty a hustota vzduchu mají natolik nízké hodnoty v porovnání s horninami na povrchu země, že tento povrch můžeme považovat za volný. Při šíření Rayleighových vln se částice prostředí pohybují vlivem procházející vlny po eliptických drahách, které leží ve vertikální rovině rovnoběžné se směrem šíření vlny (obr. 1). Pohyb částice lze rozložit na dvě komponenty, jež lze chápat jako P a SV vlnu. Proto tyto vlny pozorujeme na vertikální a radiální složce seismického záznamu. Obr. 2 ilustruje jak pohyb Rayleighovy vlny po profilu, tak i pokles její amplitudy s hloubkou. V homogenním poloprostoru klesá amplituda



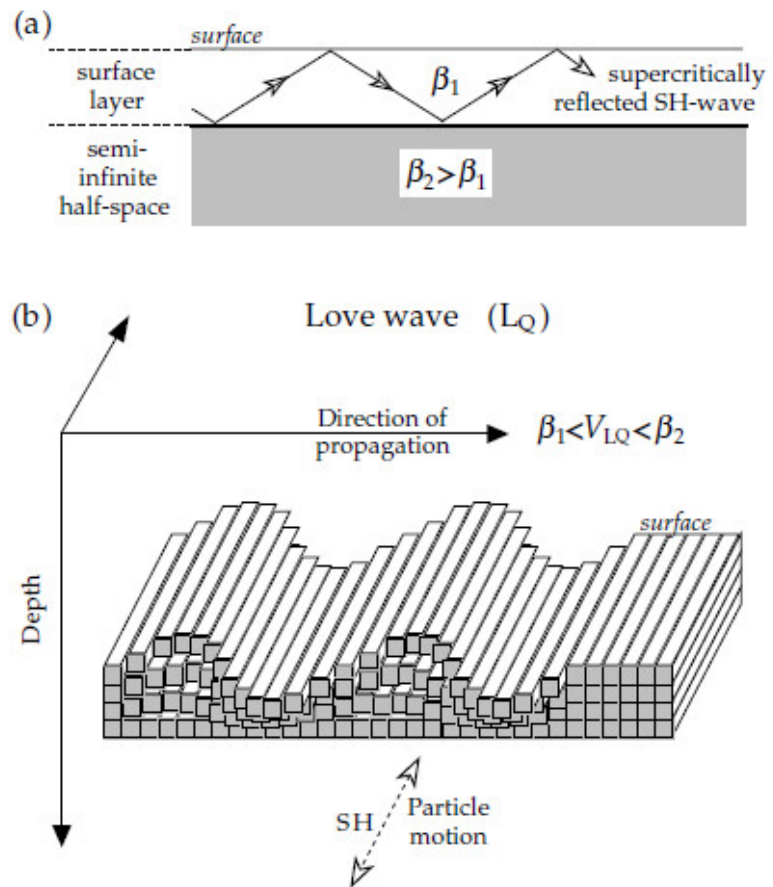
Obr. 1. Pohyb částic při průchodu Rayleighovy vlny. Částice se pohybují v retrográdním směru po elipse. Převzato z Lowrie (2007).

povrchové Rayleighovy vlny s rostoucí hloubkou exponenciálně. Rychlost Rayleighových vln c_R je nižší než rychlost strižné S-vlny v_s , v závislosti na Poissonově konstantě ν . Udías (1999) uvádí že pro $\nu = 0$ je $c_R = 0,8741 \cdot v_s$, pro $\nu = 1/8$ je $c_R = 0,8977 \cdot v_s$, $\nu = 1/4$ $c_R = 0,9194 \cdot v_s$ a pro $\nu = 1/2$ je $c_R = 0,0 \cdot v_s$.



Obr. 2. Pohyb částic Rayleighovy vlny v řezu, ilustrující i efekt poklesu amplitudy této vlny s hloubkou. Převzato z Sheriff and Geldart (1995).

Loveho vlny byly poprvé popsány v práci Love (1911). V nejjednodušším případě se mohou šířit, leží-li na homogenním poloprostoru vrstva o nižší rychlosti příčné vlny, než jakou se šíří příčná vlna v poloprostoru. Částice se při průchodu Loveho vlny pohybují kolmo na směr šíření a rovnoběžně s povrchem (obr. 3). Tyto vlny se označují jako SH vlny. Pozorujeme je na transverzálních složkách seismického záznamu. Na rozdíl od Rayleighových vln, Loveho vlny se nemohou šířit v homogenním poloprostoru. Rychlost Loveho vlny v_L leží mezi hodnotami rychlosti střížné S-vlny v povrchové vrstvě v_{s1} a rychlostí střížné S-vlny v homogenním poloprostoru v_{s2} (tzn. $v_{s1} < v_L < v_{s2}$). Přitom rychlost vysokofrekvenčních komponent Loveho vlny se blíží rychlosti v_{s1} a rychlost nízkofrekvenčních komponent se blíží rychlosti v_{s2} .



Obr. 3. Na horním obrázku je schematicky zobrazeno nejjednodušší prostředí, ve kterém se může šířit Loveho vlna. Spodní obrázek ilustruje pohyb částice při průchodu Loveho vlny. Převzato z Lowrie (2007).

Rayleighovy i Loveho vlny se v případě nehomogenního poloprostoru stávají disperzní. Disperze je jednou ze základních vlastností povrchových vln. Disperze znamená, že se jednotlivé frekvenční komponenty povrchové vlny šíří různými rychlostmi. Vysokofrekvenční vlny mají krátké vlnové délky, šíří se mělkým prostředím a nesou v sobě informaci jen o těchto prvních vrstvách. Nízkofrekvenční vlny mají dlouhé vlnové délky, pronikají do větších hloubek, a tak v sobě nesou informaci o celém prostředí, kterým procházejí. Disperze povrchových vln je důsledkem jejich interferenčního charakteru. Jedinou výjimkou jsou Rayleighovy vlny v homogenním poloprostoru, které jsou nedisperzivní. Výše popsaný druh disperze se nazývá geometrická disperze a právě studium této disperze je součástí předložené práce, a proto pod pojmem disperze bude vždy myšlena tato geometrická disperze. Existuje však ještě vnitřní disperze, neboli materiálová disperze. Tato disperze je spojena s vnitřní strukturou materiálu. Je způsobena útlumem vln během jejich šíření v reálném prostředí a obvykle je mnohem slabší než je geometrická disperze (např. Aki and Richards, 2002).

Disperze má za následek i to, že vlnové pole mění svůj tvar se vzdáleností od zdroje. Tato změna tvaru je důsledkem toho, že jako první přicházejí frekvenční komponenty s nejvyšší rychlostí a následně přicházejí další frekvenční komponenty podle svých rychlostí. Rychlost, s jakou se jednotlivé frekvenční komponenty povrchové vlny šíří, se nazývá fázová rychlost c . Fázovou rychlost c mezi dvěma snímači

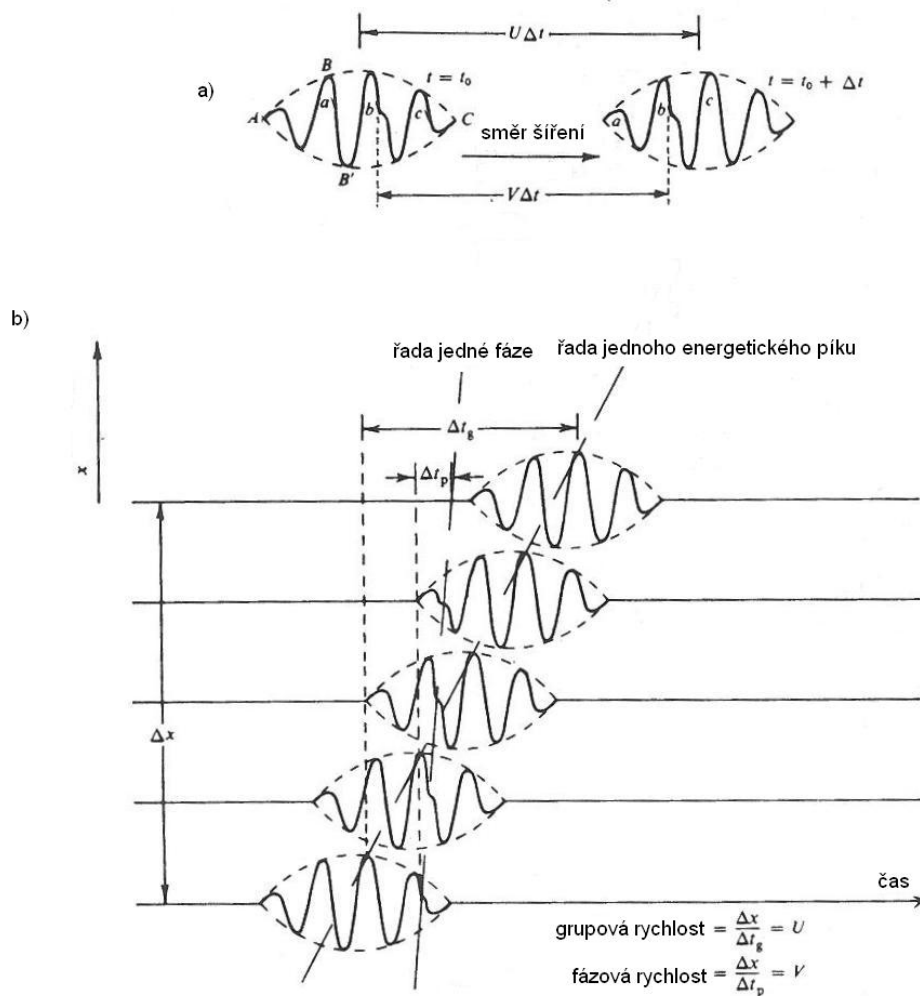
můžeme vyjádřit vzorcem (Savarensky, 1975):

$$c(f) = \frac{\Delta_2 - \Delta_1}{t_2 - t_1}, \quad (1)$$

kde Δ_1 a Δ_2 jsou epicentrální vzdálenosti pro 1. a 2. snímač na nichž se provádí měření, t_1 je čas příchodu frekvenční komponenty o frekvenci f na první snímač, t_2 je čas příchodu té samé frekvenční komponenty na druhý snímač. Kromě fázové rychlosti určujeme u povrchových vln ještě grupovou rychlost U , která definuje rychlost šíření energie povrchové vlny. Grupovou rychlost můžeme vyjádřit vzorcem (Novotný, 1999):

$$U = \frac{d\omega}{dk} = \frac{c}{1 - \frac{\omega}{c} \frac{dc}{d\omega}} = \frac{c}{1 - \frac{f}{c} \frac{dc}{df}} = \frac{c}{1 + \frac{T}{c} \frac{dc}{dT}} = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda}, \quad (2)$$

kde ω je kruhová frekvence, $k = \omega/c$ je vlnové číslo, c je fázová rychlost, f je frekvence, T je perioda a $\lambda = c \cdot T$ je vlnová délka. Situace, kdy fázová rychlost roste s rostoucí vlnovou délkou, se nazývá normální disperze ('normal dispersion'). V takovém případě je fázová rychlost vyšší než je grupová rychlost. Rozdíl mezi grupovou a fázovou rychlostí je prezentován na obr. 4.



Obr. 4. Ilustrace k definicím fázové a grupové rychlosti (převzato z Sheriff and Geldart, 1995).

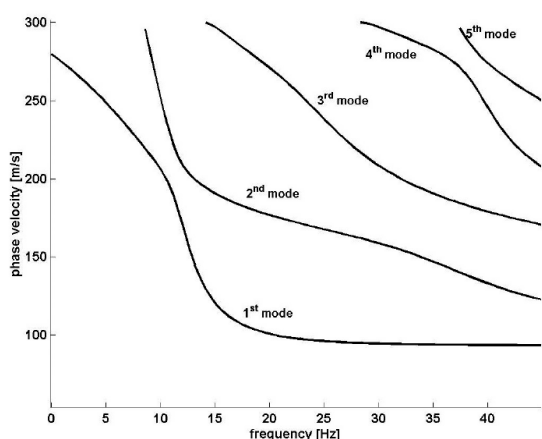
Povrchové vlny často tvoří dominantní část měřených seismogramů, neboť mívají větší amplitudy a delší dobu trvání než objemové vlny. Podle práce Woods (1968) je při seismickém průzkumu, při použití zdroje kompresních vln, více jak 2/3 celkové vygenerované seismické energie vyzářeno ve formě Rayleighovy vlny. Povrchové vlny přicházejí až po P a S objemových vlnách, protože jejich rychlosti jsou nižší. Rychlosti povrchových vln závisí hlavně na rychlosti střížné S-vlny v_s .

Pokud porovnáme úbytek amplitudy povrchových a objemových vln se vzdáleností od zdroje, pak amplituda povrchových vln s rostoucí vzdáleností od zdroje na povrchu klesá pomaleji než je tomu u amplitudy objemových vln. Přibližně lze psát, že s rostoucí vzdáleností r ubývá amplituda objemové vlny jako $1/r$ a povrchové vlny jako $1/\sqrt{r}$. Směrem do hloubky je průnik povrchových vln omezen. Jako hloubka průniku povrchové vlny se bere hloubka, kde amplituda této vlny klesne na hodnotu $1/e$ hodnoty amplitudy na povrchu. Hloubka průniku ('penetration depth') povrchové je dána jejich vlnovou délkou:

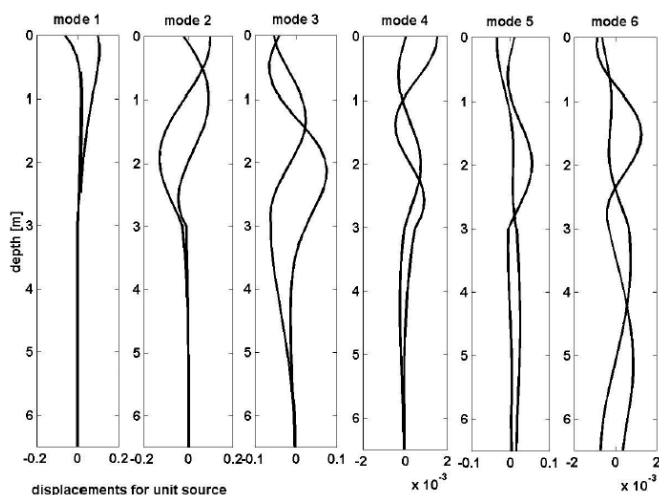
$$\lambda = c \cdot T, \quad (3)$$

kde λ je vlnová délka, c je fázová rychlost povrchové vlny a T je její perioda. Pro Rayleighovu vlnu o vlnové délce λ je její charakteristická hloubka průniku okolo $0,4\lambda$ (Lowrie, 2007).

Ve vertikálně heterogenním prostředí dochází k efektu, kdy se povrchové vlny o jedné frekvenci mohou šířit několika rychlostmi a dochází k multimodálnímu charakteru šíření povrchových vln. První mód se nazývá základní nebo také fundamentální a šíří se nejpomalejší rychlostí a často bývá dominantní. Vyšší módy mají vyšší rychlosti. Na obr. 5 jsou zobrazeny disperzní křivky prvních pěti módů pro jednoduchý třívrstevný model s rychlostmi rostoucími do hloubky. Na obr. 6 je ilustrováno, že jednotlivé módy povrchové vlny se neliší pouze v rychlostech, ale také že mají jiný průběh hodnot posunutí směrem do hloubky. Problematika vyšších módů a jejich následné rozlišení v naměřených záznamech je diskutována v pracích Gabriels et al. (1987); Tokimatsu et al. (1992); Zhang and Chan (2003); Xia et al. (2003); Beucler et al. (2003); Kausel (2005); Levshin and Panza (2006) atd.



Obr. 5. Disperzní křivky prvních pěti módů povrchové Rayleighovy vlny pro tří-vrstevný model. Na vertikální ose je fázová rychlost v m/s a na horizontální ose je frekvence f Hz. Převzato z Socco and Strobia (2004).



Obr. 6. Horizontální a vertikální posunutí pro různé módy povrchové vlny z obr. 5. Na vertikální ose je hloubka z v m a na horizontální ose je posunutí pro jednotkový zdroj. Převzato z Socco and Strobia (2004).

Přehledně je problematika povrchových vln zpracována v Keilis-Borok (1989), Novotný (1999), Udías (1999) a Aki and Richards (2002).

3. METODY STANOVENÍ DISPERZNÍ KŘIVKY

Pokud se měření povrchových vln používá ke stanovení rychlostního modelu prostředí, je ve většině případů nutné stanovit disperzní křivku. Pro toto stanovení disperzní křivky povrchových seismických vln existuje mnoho metod. Obecně se používají jiné metody v seismologii a jiné v aplikované seismice, přestože jak teorie tak i fyzikální základ je stejný pro oba obory. Důvodem je odlišná konfigurace snímačů a zdrojů při samotném měření.

V seismologii jsou zdroji seismické energie zejména tektonická či indukovaná zemětřesení anebo lomové odpaly. Tyto zdroje nejsou rozloženy pravidelně ani v čase ani v prostoru. Zároveň velice často existuje nejistota jak v časové tak v prostorové lokaci zdroje seismické energie. Snímače jsou většinou také rozloženy v prostoru nepravidelně. V klasických seismologických úlohách se stanovuje disperzní křivka platná pro prostředí od zdroje ke snímači a určuje se grupová rychlost, anebo se stanovuje fázová rychlost mezi dvěma seismickými stanicemi ležícími v linii se zdrojem. Disperzní křivka fázové rychlosti je platná pro prostředí mezi snímači. V posledních letech se objevují studie, jež využívají arrayového přístupu k interpretaci povrchových vln. Zde se již nestanovuje disperzní křivka, ale pracuje se s časy příchodu jednotlivých frekvenčních komponent (např. Nolet and Panza, 1976; Stange and Friederich, 1993; Freybourger et al., 2001; Saltzer, 2002; Forsyth and Li, 2005; Hwang and Yu, 2005; Chen et al., 2007; Gu, 2010; Yang et al., 2011).

V aplikované seismice se pracuje s konfigurací snímačů a zdrojů předem definovanou. Seismické zdroje budí energii v přesně definovaný čas a na přesně definovaných místech. V těchto úlohách se pracuje zejména se zdroji typu úderů (např. seismického kladiwa, speciálních konstrukcí úderových zařízení) na pevnou desku či vibračních a explozivních zdrojů pohybujících se podél profilu, na kterém jsou rozmístěny seismické snímače (geofony). V aplikované seismice se většinou nepoužívá speciální měření pro účely studia povrchových vln. Povrchové vlny se stanovují z dat z klasického refrakčního měření. Pro takováto měření se pro povrchové vlny většinou stanovuje průměrná fázová disperzní křivka pro daný profil využívající celého roztažení.

Dále se používají i pasivní zdroje (šum). Tyto metody, v angličtině často nazývané jako „*ambient noise techniques*“ anebo také „*passive seismics*“, jsou založeny na předpokladu, že dominantní složkou šumu je fundamentální mód Rayleighovy vlny (např. Aki, 1957; Toksöz, 1964; Liaw and McEvilly, 1979; Asten and Henstridge, 1984; Otori et al., 2002; Okada, 2003). V mělkém seismickém průzkumu je využívání šumových měření výhodné zejména pro získání disperzní křivky pro nízké frekvence, které je obvykle aktivními zdroji těžké vybudit. Často také dochází ke kombinaci aktivních a pasivních metod za účelem získání disperzní křivky v požadovaném širokém oboru frekvencí (např. Park et al., 2005). Šumové analýzy založené na pracích Giulio et al. (2006) a Wathelet et al. (2008) jsou součástí programového balíku GEOPSY (www.geopsy.org).

V této kapitole budou dále popsány metody stanovení disperzní křivky, které byly používány a srovnávány v rámci této dizertační práce. Rozsáhlou rešerží metod používaných v seismologii, obsahující i první používané metody, lze nalézt např. v publikacích Keilis-Borok (1989) a Novotný (1999).

Metoda 'the peak and trough technique'

Jednou z prvních metod pro získání disperzní křivky je metoda 'the peak and trough technique' (Savarensky, 1975). Jedná se o jednoduchou metodu stanovení disperzní křivky fázové rychlosti mezi dvěma stanicemi, které musí ležet na profilu tvořícím přímku zdroj – 1.snímač – 2.snímač. Zároveň vzdálenost mezi stanicemi musí být malá (nepřesahující několik měřených vlnových délek). Fázová rychlost se určí pomocí poměru rozdílu epicentrálních vzdáleností mezi stanicemi a rozdílu času příchodu daného píku na obě stanice. Tato fázová rychlost se přiřadí frekvenci, jež náleží průměrné hodnotě frekvence daného píku na jednotlivých stanicích. U této metody je nutné, aby na seismogramu byly jednotlivé frekvenční komponenty dostatečně časově separovány.

Metoda SASW

Počátky využívání povrchových vln v mělkém seismickém průzkumu se pojí s vývojem metody SASW – *Spectral Analysis of Surface Waves* (Nazarian et al., 1983; Stokoe et al., 1994). Tato metoda je založena na spektrální analýze povrchové vlny generované impulzním zdrojem a zaznamenané na dvojici snímačů (geofonů). Data jsou analyzována ve frekvenční doméně. Z obou naměřených signálů se pomocí Fourierovy transformace spočte jejich spektrum a následně se stanoví vzájemné výkonové spektrum ('cross-power spectrum') a určí se jeho fáze Θ_{12} . Z této fáze lze pro každou frekvenci, obsaženou v záznamu, spočítat hodnotu její fázové rychlosti podle vzorce:

$$c(\omega) = \frac{\omega \cdot (x_2 - x_1)}{\Theta_{12}(\omega)}, \quad (4)$$

kde c je hodnota fázové rychlosti pro úhlovou frekvenci ω ($\omega = 2\pi f$, f je frekvence v Hz), x_2 je offset (vzdálenost od zdroje ke snímači) pro vzdálenější snímač a x_1 je offset pro bližší snímač. Disperzní křivka získaná touto metodou je často zatížena mnoha chybami (např. Marosi and Hiltunen, 2004). Dalším velkým omezením je nemožnost řešení multimodálních záznamů.

Vzdálenost mezi geofony by měla být při průzkumu postupně konfigurovaná podle naměřených vlnových délek, aby se dosáhlo požadovaného frekvenčního rozsahu. Sadu empirických kritérií, jež umožňují optimální získání fázové disperzní křivky Rayleighovy vlny při metodě SASW, lze najít v publikacích Gucunski and Woods (1991) a Stokoe et al. (1994). Mezi nejdůležitější patří definování tzv. „near-offset“ a „far-offset“ zóny. Tyto pojmy jsou však důležité a používány i při dalších, sofistikovanějších metodách popsaných níže.

Near offset zóna definuje minimální vzdálenost od zdroje, ve které již má Rayleighova vlna charakter horizontální rovinné vlny (x_{min}),

$$x_{min} = 0,5 \cdot \lambda_{max}, \quad (5)$$

kde λ_{max} je maximální požadovaná vlnová délka.

Far-offset zóna je definována jako vzdálenost od zdroje, kde jsou již povrchové vlny hodně utlumeny a na vysokých frekvencích (které se tlumí rychleji než nízké frekvence) převládají objemové vlny. Tento efekt se projevuje jako nárůst zdánlivé fázové rychlosti nebo jako redukce lineární koherence příchodů jednotlivých frekvenčních komponent. Vysvětlením je interference nízko-rychlostních povrchových vln s rychlejšími objemovými vlnami. Tento efekt limituje nejvyšší frekvenci f_{max} . Stokoe et al. (1994) ji definuje vztahem:

$$H_1 \geq 0,5 \cdot \lambda_{min} = \frac{0,5 \cdot C_{min}}{f_{max}} \quad , \quad (6)$$

kde H_1 je tloušťka přípovrchové vrstvy a C_{min} a λ_{min} jsou fázová rychlost a vlnová délka náležející dané f_{max} . Rovnice (6) může být použita jako hrubý odhad minimální definovatelné tloušťky první, nejmělkčí přípovrchové vrstvy. Podle práce Rix and Leipski (1991) je možné pomocí inverze nalézt i tenčí přípovrchovou vrstvu než je H_1 , ale tato vrstva by již měla být pokládána jako nedostatečně důvěryhodná.

Pro prevenci prostorového aliasingu je doporučeno, aby vzdálenost mezi geofony dx byla menší než polovina nejkratší měřené vlnové délky.

Použití definic pro pojmy „far-offset“ a „near-offset“ před samotným měřením může být použito pouze orientačně, neboť skutečně naměřená maximální a minimální frekvence je ovlivněna navíc ještě použitým zdrojem seismické energie a dále významnou roli hraje útlum na měřené lokalitě.

Metoda MOPA

Další metodou na stanovení disperzní křivky pro mělký seismický průzkum je metoda MOPA (*Multi-Offset Phase Analysis*), popsaná v publikaci Strobia and Foti (2006). Jedná se v podstatě o modifikaci metody SASW pro více snímačů ($M > 2$). Nejdříve se spočtou vzájemná výkonová spektra ('cross-power spectras') mezi nejbližším snímačem a všemi ostatními snímači ($m = 1, \dots, M$). Fázová spektra těchto vzájemných výkonových spekter Θ_{1m} se rovnají:

$$\Theta_{1m}(\omega) = k(\omega) \cdot (x_m - x_1) \quad , \quad (7)$$

kde $k(\omega)$ je vlnové číslo pro danou úhlovou frekvenci ω , $(x_m - x_1)$ je vzdálenost m -tého snímače od prvního (nejbližšího) snímače. Disperzní křivka je získána tak, že se pomocí metody nejmenších čtverců hledá pro každou neměřenou frekvenci takové vlnové číslo, pro které je rovnice (7) splněna nejlépe. Jinými slovy, v grafu, kde na ose x jsou epicentrální vzdálenosti a na ose y jsou hodnoty vzájemných výkonových spekter pro danou frekvenci, se prokládá křivka. Směrnice této křivky odpovídá vlnovému číslu $k(\omega)$, z něhož lze spočítat fázovou rychlost dané frekvenční komponenty. Metodou MOPA se tedy získá mnohem robustněji určená disperzní křivka než u metody SASW, ale stejně jako u SASW lze tuto metodu použít pouze na určení jednoho módu povrchové vlny. Výhodou této metody je, že pokud se do výpočtů zakomponuje kromě fázového i amplitudové spektrum, je možné simultánně měřit jak disperzní křivku, tak i útlumovou křivku (Rix et al., 2001; Lai et al., 2002).

Metody založené na transformaci signálu z t - x domény do f - v domény

Dále se používají metody založené na transformaci signálů z časově-prostorové domény (t - x) do frekvenčně-rychlostní (f - v , místo rychlosti se ještě používá také vlnové číslo k nebo pomalost p). Jedná se o metodu '*F-K transformation*' (např. Yilmaz, 1987), metodu '*wave field transformation*' uváděnou také pod názvem '*Tau-p*', popsanou v publikaci McMechan and Yedlin (1981) a Gabriels et al. (1987) nebo také o metodu '*frequency domain beamforming*' (LaCoss et al., 1969; Johnson and Dudgeon, 1993). Disperzní křivka se odvozuje od spektrálních maxim. Metody lze použít jak pro úderové tak pro harmonické i pasivní seismické zdroje (např. Rix, 2005) a pro multimodální záznamy. Mezi tyto metody patří i níže popsaná metoda MASW (Park et al., 1999; Xia et al., 1999).

Metoda MASW

V současnosti nejvíce používanou metodou analýzy povrchových vln v mělkém seismickém průzkumu je metoda MASW – *Multichannel Analysis of Surface Waves*. Základy této metody byly poprvé popsány v pracích Al-Husseini et al. (1981); Mari (1984) a Gabriels et al. (1987) a následně byla tato metoda popularizována pracemi Park et al. (1999) a Xia et al. (1999).

Tato metoda je založená na transformaci naměřeného seismogramu z naměřené domény čas-vzdálenost (x - t) do domény frekvence-rychlost (f - v). Tato transformace je v praxi realizována pomocí konvoluce naměřeného pole $r(x,t)$ se sweep funkcí $s(t)$. Jinými slovy jde o dekompozici naměřeného vlnového pole do tzv. 'swept-frequency' formátu $r_s(x,t)$:

$$r_s(x,t) = r(x,t) * s(t) \quad , \quad (8)$$

kde $*$ je znakem pro konvoluci. Transformovaný 'swept-frequency' záznam $r_s(x,t)$ je sice v rovině x - t , ale vzhledem k tomu, že existuje současně i jednoznačný vztah času t k frekvenci f (určený sweep funkcí $s(t)$), můžeme záznam $r_s(x,t)$ chápat i ve smyslu závislosti $r_s(x,f)$.

Sweep funkcí je myšlena sinusoidální funkce s měnící se frekvencí v čase. V seismickém průzkumu se nejčastěji používá lineárně rostoucí sweep funkce $s(t)$, jež lze psát ve tvaru:

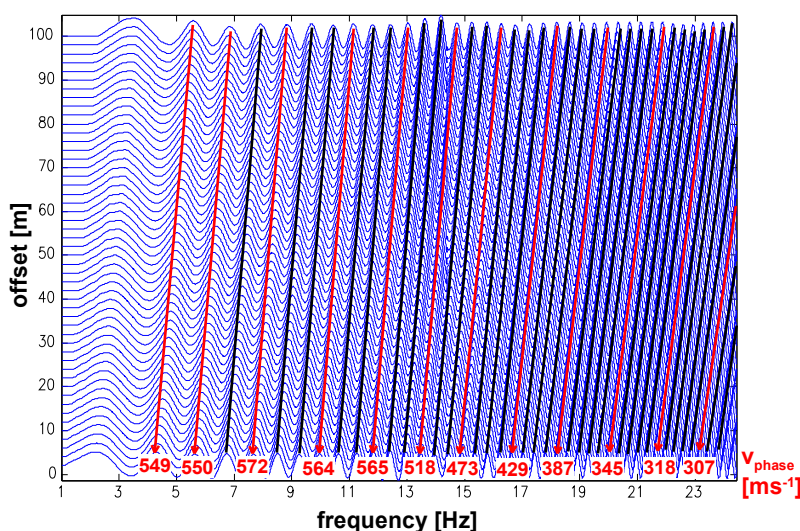
$$s(t) = \sin\left(2\pi \cdot f_1 \cdot t + \frac{\pi \cdot (f_2 - f_1)}{T} \cdot t^2\right) \quad , \quad (9)$$

kde f_1 a f_2 jsou nejnižší a nejvyšší frekvence, T je délka sweep funkce a t je čas. Nejnižší zadaná frekvence f_1 určuje předpokládaný maximální hloubkový dosah z_{\max} :

$$z_{\max} = \frac{C_1}{2 \cdot f_1} \quad , \quad (10)$$

kde C_1 je fázová rychlost náležející frekvenci f_1 . Nejnižší naměřená frekvence je obvykle limitovaná frekvenční charakteristikou geofonu a typem použitého zdroje seismické energie. Nejvyšší použitelnou frekvenci f_2 lze najít pomocí analýzy šumu. Délka sweep funkce T by měla být co možná nejdělsí, v práci Park et al. (1999) je pro účely inženýrské geofyziky navržena hodnota 10s.

Disperzní křivka fázové rychlosti povrchové vlny je následně určena na základě vzájemných časových posuvů mezi konvolovanými stopami $r_s(x,f)$. Realizovat to lze například tak, že se fázová rychlost určuje jako směrnice přímky proložené například maximy normalizovaných jednotlivých frekvenčních komponent, jak je to ukázáno na obr. 7.



Obr. 7. Ukázka určení fázových rychlostí pomocí metody MASW. Převzato z Gaždová a Vilhelm (2006).

Tzv. 'Swept-frequency' formát lze také získat přímo, pokud se jako zdroj seismické energie použije vibrátor produkující sweepový signál.

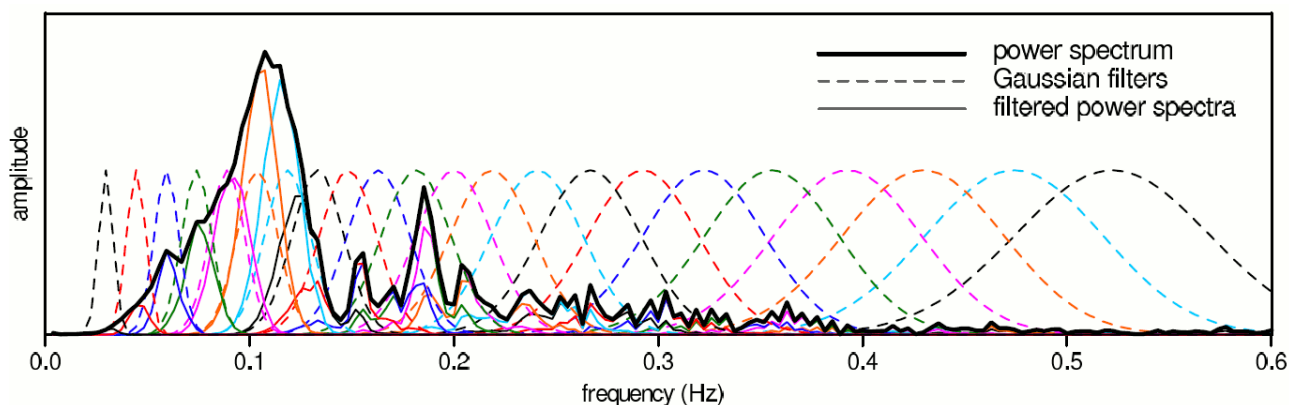
Pro účely aktivního i pasivního měření je tato metoda implementována do komerčně dostupného programu SurfSeis© od společnosti Kansas Geological Survey (USA). Ve formě volně dostupného programu lze tuto metodu najít v programovém balíku GEOPSY (<http://www.geopsy.org>).

Metody frekvenčně-časové analýzy (SVAL a FTAN)

Dalšími metodami na získání disperzní křivky jsou metody založené na frekvenčně-časové analýze (např. Kocaoglu and Long, 1993; Kristeková, 2006). V této kapitole budou popsány implementace této metody do programů SVAL (Kolínský, 2004; Kolínský and Brokešová, 2007; Kolínský 2010; Kolínský et al., 2011) a FTAN (Levshin et al., 1972 a 1992; Levshin, 1973; Keilis-Borok, 1986; Levshin and Ritzwoller, 2001; Raykova and Nikolova, 2003; Bensen et al., 2007).

Program SVAL

Program SVAL je založen na metodě Fourierovy transformace a mnohokanálové filtraci (tzv. 'Fourier transform-based multiple filtering method'). Nejdříve se spočte Fourierovo spektrum celého záznamu a následně je toto komplexní spektrum filtrováno. Tedy jak reálná tak imaginární část spektra je násobena sadou váhových funkcí. Jako váhová funkce se používají zhlazené gaussovské funkce. Využívá se nekonstantní relativní rozlišovací gaussovské filtrování (viz. Dziewonski et al., 1969). Směrem k vyšším frekvencím se šířka filtru ve frekvenční oblasti zužuje, aby se dosáhlo přesnějšího rozlišení v časové oblasti. Tato procedura je ilustrována na obr. 8.



Obr. 8. Použití gaussovských filtrů pro mnohokanálovou filtrační metodu. Černou tlustou čarou je zobrazeno amplitudové spektrum analyzovaného záznamu, barevnými přerušovanými čarami jsou zobrazeny gaussovské filtry, jež se používají jako váhové funkce při filtrování komplexního spektra. Výsledná vyfiltrovaná spektra jsou zobrazena pomocí barevných plných tenkých čar. Každý filtr a jemu odpovídající vyfiltrované spektrum má stejnou barvu. Filtry jsou užší směrem k vysokým frekvencím. Převzato z Kolínský (2010).

Příklady, jak odhadnout optimální koeficienty, jež kontrolují šířku filtrů, jsou popsány v publikacích Levshin et al. (1972 a 1992). Jelikož program SVAL aplikuje symetrické Gaussovské filtry na generelně asymetrické spektrum, pak frekvence, jež převažuje na vyfiltrovaném spektru, se někdy neshoduje s centrální frekvencí filtru (Dziewonski et al., 1972). Tento problém se řeší zavedením okamžité frekvence,

tzv. '*instantaneous frequency*' (Levshin et al., 1989), jež je spočtena s využitím analytického signálu, odpovídajícímu každému jednotlivému vyfiltrovanému monochromatickému signálu.

Všechna vyfiltrovaná spektra jsou následně transformována zpět do frekvenční domény. Získá se tak sada téměř monochromatických časových funkcí - pro každou vyfiltrovanou frekvenci se získá jeden jí odpovídající signál v časové doméně. Jsou spočteny obálky všech těchto signálů. Poté následuje procedura výběru požadované vlnové skupiny. Jsou nalezena lokální maxima každé obálky a podle vzájemných časů jejich příchodů jsou tato maxima vybrána a reprezentována jako bod na zhlazené křivce, jež reprezentuje čas příchodu vlnové skupiny v závislosti na periodě a jež odpovídá disperzní křivce grupové rychlosti. Kritérium, jež se používá k jejímu vybrání, se nazývá kritérium kontinuity.

Na program SVAL přímo navazuje program PhaseCorr, jež umožňuje výpočet disperzní křivky fázové rychlosti mezi dvěma stanicemi. Program PhaseCorr je popsán v Kolínský (2010) a Kolínský et al. (2011). Tento program je založen na porovnání harmonických komponent pro stejné centrální frekvence naměřených na dvou místech a vstupními soubory jsou soubory generované programem SVAL. V programu SVAL se u každého z obou záznamů vyberou vlnové skupiny odpovídající požadovanému módu na každé frekvenční komponentě. Následně jsou tyto harmonické komponenty oříznuty oknem centrovaným na maximum obálky a s kosinovým zakončením na obou stranách tohoto okna. Parametry okna v časové oblasti, stejně jako parametry použitého filtru ve frekvenční oblasti, musí být na obou stanicích nastaveny pro obě stanice stejně. Následně jsou filtrované monochromatické komponenty z obou stanic korelovány a je nalezen fázový posun mezi časy příchodu jednotlivých frekvenčních komponent k oběma stanicím, z něhož se následně, při znalosti vzdálenosti těchto dvou stanic, spočte disperzní křivka fázová rychlosti. Programy SVAL i PhaseCorr jsou volně dostupné programy (<http://www.irms.cas.cz/~kolinsky/>).

Program FTAN

Program FTAN byl vyvinut Levshinem a Ritzwollerem a jejich spolupracovníky z Colorado University. Jedná se o interaktivní filtrační metodu, navrženou pro identifikaci disperzního signálu ze záznamů jak od různých zdrojů (šum, zemětřesení, aktivní seismické zdroje), tak i pro různé druhy vln (Rayleighovy i Loveho vlny, jejich vyšší módy, objemové vlny) a zároveň i pro analýzu seismické kody. FTAN používá metodu mnohonásobné filtrace pomocí úzkopásmových gaussovských filtrů - tzv. '*multiple filtering method*' (Dziewonski et al., 1969) a vlnové pole zobrazuje ve 2-D zobrazení: čas (nebo grupová rychlost) - frekvence (perioda). Metoda umožňuje separaci různých vlnových balíků, jež je nemožné separovat v časové nebo ve frekvenční doméně. Při analýze programem FTAN se signál pomocí Fourierovy transformace převede do frekvenční oblasti, dále se opraví o instrumentální fázovou odezvu a následně je použita mnohonásobná filtrace sadou gaussovských filtrů, z nichž každý má svou centrální frekvenci a svojí relativní šířku. Výstupní frekvenčně-časová funkce je spočtena pro každý filtr pomocí inverzní Fourierovy transformace. Disperzní křivka je extrahována pomocí techniky '*floating filtering*' (např. Raykova and Nikolova, 2001). Program FTAN je volně dostupný ze stránek: <http://www.mitp.ru/en/soft/Contents.html>.

4. INVERZE DISPERZNÍCH KŘIVEK

Po získání disperzní křivky je možné pokoušet se o její inverzi na rychlostní profil. Inverze disperzní křivky na rychlostní 1-D strukturu patří mezi komplikovanější úlohy už jen z důvodu, že už i samotná přímá úloha (tzn. nalezení disperzní křivky pro daný model) je komplikovanou úlohou, kterou je nutné řešit např. maticovými metodami (Novotný, 1999; Lai, 2005). Rozsáhlý přehled inverzních metod pro povrchové vlny lze nalézt např. v publikacích Kennet (1976), v kapitole 6 v Keilis-Borok (1989) a v Kolínský (2010).

V literatuře je popsáno mnoho metod a cílem této práce není popsat všechny používané metody, stejně jako to nebylo možné v kapitole stanovení disperzní křivky. Obecně se inverzní úloha pro povrchové vlny řeší jak lokálními metodami tzv. '*local search algorithms*' (např. Herrmann, 2004; O'Neill et al., 2003), tak i pomocí globálních metod tzv. '*global search algorithms*' (např. Williams and Gucunski, 1995; Al-Hunaidi, 1998; Beaty et al., 2002).

První studií, jež se zabývala odhadem strukturálních parametrů z naměřené disperzní křivky, je práce Dorman and Ewing (1952), využívající metodu nejmenších čtverců. Další možností, hojně používanou v literatuře, je inverzní metoda založená na Backus-Gilbertově inverzní teorii navržená v práci Mitchell and Herrmann (1979), která je implementovaná do volně dostupného programového balíku Computer Programs in Seismology (Herrmann, 2004). Metoda inverze pomocí tzv. '*Neighbourhood algorithm*' (Wathelet et al., 2004; Wathelet, 2008) je součástí volně šiřitelného programového balíku GEOPSY a ve své práci ji použil i Sebe et al. (2009). Dále se používají metody genetického algoritmu ('*genetic algorithms*') – viz Moro et al. (2007). V pracích autorů zabývajících se MASW metodou (Xia et al., 1999) se pro inverzi disperzní křivky používá iterační řešení pomocí L-M (Levenberg-Marquardt) metody (Levenberg, 1944; Marquardt, 1963) a SVD ('*singular value decomposition*') techniky (Golub and Reinsch, 1970). V pracích Knopoff (1966), Menke (1989), Rix (2005) je využívána inverzní metoda obsahující metodu pokusu a omylu při řešení přímé úlohy. Modifikace metody nejmenších čtverců na tzv. '*damped least square method*' je popsána v práci Luo et al. (2007). Chen et al. (2007) použili ve své práci metodu '*generalized linear inversion*'.

V literatuře se objevují i pokusy o inverzi celého vlnového vlnového pole (včetně povrchových vln) na rychlostní rozložení studované lokality (Snieder, 1988a a 1988b), anebo pokusy o inverzi frekvenčně-časové části (Forbriger, 2003a a 2003b). Avšak aplikace těchto metod ve složitějším prostředí je stále natolik komplikovaná, že se tyto metody standardně nepoužívají, i když mají veliký potenciál.

V předkládané dizertační práci se pro účely inverze disperzních křivek používá pouze izometrická metoda, popsána v Málek et al. (2005) a testovaná v Málek et al. (2007). Jedná se o inverzní metodu, jež kombinuje několik standardních metod, konkrétně simplex metodu ('*simplex method*'), Newtonovu metodu nejmenších čtverců ('*Newton's least squares method*') a simulované žíhání ('*simulated annealing*'), viz Tarantola (1987). Izometrickou metodou lze velice efektivně řešit slabě nelineární úlohy s desítkami parametrů a s komplikovanou přímou úlohou, a proto je tato metoda vhodná právě pro inverzi povrchových vln. Pro výpočet přímé úlohy je v této dizertační práci používán program VDISP od O. Novotného (Proskuryakova et al., 1981). Program VDISP počítá fázové a grupové rychlosti povrchových vln v horizontálně zvrstveném prostředí maticovou metodou, která využívá modifikované Thomson-Haskellovy matice pro Loveho vlny a modifikované Watsonovy matice pro Rayleighovy vlny. Základními vstupními parametry programu jsou mocnosti vrstev ležících na poloprostoru. V každé vrstvě je zadána

rychlost šíření P a S vlny a hustota prostředí. Dále se volí požadovaný rozsah frekvencí nebo period pro požadovanou disperzní křivku a formální parametry související s výpočtem.

5. PŘEHLED APLIKACÍ POVRCHOVÝCH VLN

Povrchové vlny se používají k neinvaznímu studiu prostředí, v němž se šíří. V nejmenším měřítku se studují ultrasonické povrchové vlny, ve středním měřítku se studují povrchové vlny při geofyzikálně-geotechnickém průzkumu a ve velkém měřítku se používají dlouhoperiodické povrchové vlny k určení struktur zemské kůry a svrchního pláště.

V nejmenším měřítku se jedná např. o identifikaci materiálových defektů (např. Viktorov, 1967; Blake and Bond, 1990 a 1992; Pecorari, 2001). Dále se tyto metody používají pro ohodnocení kvality nejrůznějších tenkých nátěrů (např. Schneider et al., 1997; Schneider and Schwarz, 1997; Maznev and Every, 2009), několikavrstevných chemických senzorů (Enderlein et al., 1994). Ve stavebním průmyslu se využívá disperze těchto vln pro nedestruktivní testování elastických parametrů plošných konstrukcí, pro ohodnocení tloušťky desek anebo pro zjištění vlastní frekvence konstrukcí (např. Schneider et al., 1999; Cho and Lin, 2001).

Ve středním měřítku se jedná zejména o stanovení rychlosti střížné S-vlny. Z povrchových vln lze inverzí získat rychlostní profil střížných S-vln i za pomoci měření pouze s vertikálními geofony a za použití standardních vertikálních zdrojů seismické energie. Přímé buzení a měření střížných S-vln je totiž při mělkém seismickém průzkumu často problematické. Je nutné používat horizontální anebo tříslůžkové geofony a také zdroje střížných vln často nevzbudí střížnou vlnu s dostatečnou energií. Rozsáhlý přehled aplikací metody povrchových vln pro geotechnické úlohy lze nalézt v publikacích Socco and Strobia (2004), Xia et al. (2004), Rix (2005) a Foti (2005). Často se také používá současné měření disperzní a útlumové křivky (např. Rix et al., 2001; Lai et al. 2002). Kromě získání rychlosti střížné vlny se povrchové vlny ve středním měřítku používají na určení útlumových charakteristik zemin (Rix et al., 2001; Lai et al., 2002).

Při stanovení seismického hazardu se v některých metodách používá hodnota V_{s30} , což je průměrná rychlost střížné vlny ve vrstvě mezi 0 až 30 m od povrchu země (např. www.opensha.org). Tato hodnota se používá v některých útlumových charakteristikách, aby definovala očekávané pohyby půdy spojené se zemětřesením. Jednou z možností ocenění hodnoty V_{s30} je i metoda povrchových vln (např. Borchardt, 1994; Comina et al., 2011).

V seismologii se studium povrchových vln pro účely stanovení struktury zemské kůry a svrchního pláště datuje od 50. let 20. století (např. Ewing et al., 1957; Dorman et al., 1960; Dorman and Ewing, 1962; Kuo et al., 1962; Bullen, 1963; McEvilly, 1964; Nojima, 1966; Knopoff 1972; Gupta et al., 1977; Kovach, 1978; Mokhart et al., 1988; Keilis-Borok et al., 1989; Herrmann and Al-Eqabi, 1991; Al-Eqabi and Herrmann, 1993; Silveira et al., 1998; Yoshida and Suetsugu, 2004; Delorey et al., 2007; Khan et al., 2009). V České republice se této problematice věnovalo také mnoho publikací (např. Novotný and Pěč, 1974; Pěč and Novotný, 1976; Holub, 1977; Novotný, 1983; Plešinger et al., 1991; Novotný et al., 1995; Novotný et al., 1997; Holub and Novotný, 1997; Novotný et al., 2001; Kolínský and Brokešová, 2007; Kolínský, 2010; Kolínský et al., 2011). Povrchové vlny se používají na detekci velkých tektonických zlomů

(např. Its and Lee, 1993; Meier et al., 1997). Nejobvyklejší způsob aplikace je inverze naměřené disperzní křivky na 1-D rozložení rychlosti (v závislosti na hloubce). Dále se také používá tomografické zpracování, kdy se pro jednotlivé vlnové délky (a tedy pro jimi dané hloubky) zobrazuje mapa rychlostí grupových nebo fázových rychlostí studované oblasti (např. Trampert and Woodhouse, 1995; Ritzwoller and Levshin, 1998; Barmin et al., 2001; Villasenor et al. 2001; Ekström et al., 1997; Shapiro and Ritzwoller, 2002; Kolínský and Brokešová, 2008). Většina těchto prací je založena na analýzách základního módu Rayleighových a Loveho vln. Někteří autoři však používají pro tomografické studie i vyšší módy povrchových vln (např. Nolet, 1978 and 1987; van Heijst and Woodhouse, 1999; Yoshizawa and Kennett, 2002; Friederich, 2003; Lebedev and Nolet, 2003; Levshin et al., 2005), což jako výhodu přináší zlepšení rozlišovací schopnosti dané metody. V pracích Ritzwollera (Ritzwoller et al., 2002) a Levshina (Levshin et al., 2005) je rozpracována metoda difrakční tomografie z povrchových vln. Povrchové vlny se také používají pro určení zdrojového mechanismu zemětřesení (např. Romanowicz, 1981; Bukchin, 1995; Ammon et al., 2006), pro určení směru šíření zemětřesné trhliny (Velasco et al., 2002) a pro analýzu nukleárních explozí (Levshin and Ritzwoller, 1995; Bukchin 2001).

Jelikož povrchové vlny jsou dominantní částí šumu, používají se na získání disperzní křivky i metody založené na analýze šumu ('*ambient noise techniques*' nebo také '*passive seismic methods*') v různých frekvenčních oblastech (např. Essen et al., 2003; Shapiro and Campillo, 2004; Park et al., 2005; Shapiro et al., 2005; Asten, 2006; Giulio et al., 2006; Bensen et al., 2007; Gudmundsson et al., 2007; Harmonn et al., 2007; Park et al., 2007; Yang et al., 2007; Goudéard et al., 2008; Park and Miller, 2008; Wathelet et al., 2008; Masterlak et al., 2010; Claprood and Asten, 2011; Kühn et al., 2011; Růžek et al., 2012).

6. PŘEHLED DOSAŽENÝCH VÝSLEDKŮ

6.1 PUBLIKACE 1: DISECA - A MATLAB CODE FOR DISPERSIVE WAVEFORM CALCULATIONS

- Gaždová R. and Vilhelm J., 2011: DISECA – A Matlab code for dispersive waveform calculations. Computers and Geotechnics, 38(4), 526–531, doi:10.1016/j.compgeo.2011.03.001.

Tento článek se věnuje popisu originálního programu DISECA, který umožňuje výpočet syntetického disperzního vlnového pole. Vstupním parametrem pro tento výpočet je disperzní křivka fázové rychlosti v libovolném oboru frekvencí, což se výrazně liší od ostatních používaných metod, kde vstupem jsou strukturní parametry. Tento přístup má svojí velkou výhodou v tom, že modelované disperzní vlnové pole odpovídá předem jasně definované disperzní křivce pro daný mód (nebo módy, jsou-li vstupem disperzní křivky více módů povrchové vlny) a je tedy vhodné zejména pro testování různých metod analýzy disperzního pole.

Článek obsahuje popis programu DISECA (DISECA je zkratka pro '**D**ispersion **S**eismogram **C**alculation') a následně je jeho použitelnost demonstrována na dvou různých příkladech. První příklad je založen na mělkém seismickém průzkumu a správná funkčnost algoritmu je ověřena jeho interpretací několika různými metodami disperzní analýzy. Druhý příklad reprezentuje výpočet syntetického disperzního pole pro dva módy povrchové vlny a pro zdroj typu regionálního zemětřesení. Oba příklady ilustrují univerzálnost programu co se týká jeho využitelnosti v širokém pásmu frekvencí a vzdáleností od zdroje. Algoritmus je volně dostupný ze stránek: <http://www.irms.cas.cz/~gazdova/>.

Vstupním parametrem programu DISECA je disperzní křivka fázové rychlosti $v(f)$, jež vyjadřuje rychlost různých fázových komponent. Disperzní křivka může obecně reprezentovat jakýkoli mód jakékoli disperzní vlny. Jednotlivé vlnové pole je spočteno v dané vzdálenosti od seismického zdroje. Vlnové pole je spočteno jako suma jednotlivých seismických impulsů posunutých v čase tak, aby posun odpovídal fázové rychlosti dané frekvenční komponenty v dané vzdálenosti.

Postup výpočtu je následující. Nejdříve se pro každou frekvenci (tzn. pro každý bod disperzní křivky $v_i = v(f_i)$) spočte seismický impuls F podle vzorce:

$$F(t, f_i) = a_0 e^{-\beta t} \sin(2\pi f_i t) \quad , \quad (11)$$

kde a_0 je amplituda, β je koeficient útlumu, f_i je frekvence a t je čas. Koeficient útlumu β vyjadřuje pokles amplitudy každé individuální frekvenční komponenty s časem a může být zvolen konstantní, lineárně závislý na čase t nebo s jakoukoli další libovolnou závislostí na čase. Také se může zvolit frekvenčně závislý (např. lze zvolit, že vyšší frekvence se tlumí rychleji než nižší frekvence apod.). Volba tohoto parametru silně ovlivňuje tvar výsledného vlnového pole. Amplituda a_0 reprezentuje amplitudu jednotlivých frekvenčních komponent a program DISECA umožňuje zadat pro každou frekvenční komponentu individuální hodnotu její amplitudy.

Syntetické vlnové pole $S(t, x)$, v konkrétní vzdálenosti od zdroje x , je následně spočteno jako suma všech výše zmíněných seismických impulsů, posunutých v čase podle jejich času příchodu:

$$S(t, x) = \sum_{i=1}^n F\left(t + \frac{x}{v(f_i)}\right) = \sum_{i=1}^n a_0 e^{-\beta\left(t + \frac{x}{v(f_i)}\right)} \sin\left(2\pi f_i\left(t + \frac{x}{v(f_i)}\right)\right) , \quad (12)$$

kde n označuje počet bodů disperzní křivky $v_i = v(f_i)$, jež vstupují do výpočtu. Každý individuální seismický impuls má svojí hodnotu útlumového koeficientu β a svojí individuální amplitudu a_0 . Efekt geometrického útlumu, jež reprezentuje pokles energie se vzdáleností, může být modelován, pokud se zadá amplituda závislá na vzdálenosti x . Aby se tento efekt mohl pozorovat, nesmí se při grafickém zobrazení výsledného vlnového pole použít normalizace jednotlivých tras na jejich maximum.

Protože vstupem programu DISECA je disperzní křivka, výsledné vlnové pole odpovídá 1-D struktuře. Disperzní křivka odpovídá vrstevnatému prostředí a je nezávislá jak na zdroji, tak na vzdálenosti od něj. Pro vstup do programu lze použít jak teoreticky spočtenou tak i naměřenou disperzní křivku. Pokud se chce pomocí programu DISECA modelovat syntetické vlnové pole podobné naměřenému seismogramu, je nutné správně nadefinovat nejen parametry β a a_0 , ale i použít vhodnou část disperzní křivky. Maximální použitá vlnová délka (minimální frekvence) musí být menší než je maximální offset (vzdálenost mezi snímačem a zdrojem). Minimální použitou vlnovou délku (maximální frekvenci) je vhodné omezit o tu část vysokých frekvencí, kdy už je disperzní křivka monotónní a rychlost už tedy není závislá na frekvenci a povrchová vlna již tedy není disperzní. Frekvenční obsah reálně naměřených křivek je také omezen efekty jako je přenosová funkce média, kde se vlna šíří, frekvenčním obsahem zdroje atd.

Výše popsany algoritmus je implementován pro programového prostředí MATLAB, jež umožňuje ukládání výsledných vlnových polí ve formátu matic čas-vzdálenost, jež je velice přehledný a snadno konvertovatelný do standardních formátů a dalších programů. Další výhodou programu DISECA je jeho rychlost. Např. vlnové pole, jež náleží disperzní křivce s 150 body a jež obsahuje 1000 x 50 vzorků (čas-vzdálenost) je na standardním počítači (Intel Core2Duo E7200, 3 GB RAM, 250 GB HDD) spočteno během několika sekund. Podobný výpočet provedený metodou konečných prvků by obvykle trval několik hodin, v závislosti na komplexnosti strukturního modelu.

Pomocí algoritmu DISECA nelze modelovat dynamické charakteristiky (amplitudy) disperzní vlny. Toto ovšem výrazně nelimituje použitelnost metody, protože zejména v mělkém seismickém průzkumu nehomogenost prostředí v blízkosti zemského povrchu stejně neumožňuje věrohodné a opakovatelné terénní měření dynamických charakteristik. Přesto, jsou-li amplitudy jednotlivých frekvenčních komponent k dispozici, lze je v programu DISECA použít jako váhové funkce při sumaci jednotlivých frekvenčních komponent a tím modelové vlnové pole obsahuje i informaci o dynamických vlastnostech. Např. program VDISP (Proskuryakova et al., 1989), jež je použit pro výpočet teoretické disperzní křivky v následujících dvou příkladech, umožňuje výpočet amplitudové odezvy jednotlivých frekvenčních komponent. Tato odezva reprezentuje schopnost prostředí přenášet povrchovou vlnu dané frekvence a je odvozena z práce Harkrider (1970).

Použitelnost programu DISECA je demonstrována na dvou různých příkladech. První příklad ilustruje využití programu DISECA při mělkém seismickém průzkumu. Vstupem je disperzní křivka odvozená z naměřených dat z mělkého refrakčního průzkumu. Disperzní křivka obsahuje frekvenční interval 20-63 Hz. Namodelované disperzní vlnové pole je interpretováno pomocí několika metod (konkrétně pomocí metod SASW, MASW implementované do komerčního programu SurfSeis a pomocí programu SVAL). Je ukázáno, že inverzí syntetického vlnového pole zpětně získáme pomocí všech metod vstupní disperzní křivku. Dále

je ukázáno, že ač je vstupem disperzní křivka fázové rychlosti, analýzou syntetického vlnové pole pomocí metod pro detekci grupové rychlosti je možné tuto rychlost identifikovat také správně. Následně je v tomto příkladu spočtené syntetické pole porovnáno s reálně naměřeným seismogramem a je ukázáno, že při vhodně zvolených parametrech lze pomocí programu DISECA namodelovat vlnové pole, jež je podobné reálně naměřenému.

Druhý příklad ilustruje výpočet syntetického vlnového pole v měřítku frekvencí a vzdáleností, jež se používají v regionální seismologii. Pomocí programu DISECA je spočteno syntetické vlnové pole základního (fundamentálního) módu a prvního vyššího módu disperzní křivky povrchové vlny spočtené pro PREM model (Dziewonski and Anderson, 1981). Přímá úloha, tedy výpočet disperzní křivky fázové rychlosti z 1-D rychlostního modelu, je realizován pomocí metody modifikovaných Thomson-Haskellových matic (Proskuryakova et al., 1981). Jako vstupní parametr jsou použity disperzní křivky základního a prvního vyššího módu pro periody 4 – 100 s.

6.2 PUBLIKACE 2: SHEAR WAVE VELOCITIES INFERRED FROM SURFACE WAVE DISPERSION

- Gaždová R., Kolínský P., Málek J. and Vilhelm J., 2008: Shear wave velocities inferred from surface wave dispersion beneath the Příbram array in the Czech Republic. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 5 (151), 247-255.

Tento článek se věnuje stanovení Rayleighových vln generovaných lomovými výbuchy, jež jsou zaznamenány na skupinové seismické stanici (tzv. 'array') Příbram. Byly analyzovány Rayleighovy vlny na Z složce. Grupové rychlosti Rayleighových vln byly určeny pomocí frekvenčně-časové analýzy (Kolínský, 2004) v oboru period 0,2 – 3,0 s. Z naměřených Rayleighových vln byl pomocí inverze izometrickou metodou (Málek et al., 2005 a 2007) odvozen rychlostní model střížné S-vlny náležející lokalitě pod touto skupinovou stanicí (v článku je tento model označován jako GS model). Pro získání takového modelu je použito originálního postupu zpracování povrchových vln naměřených na skupinové seismické stanici. Cílem této metody je získání průměrné křivky grupové rychlosti jednotlivých frekvenčních komponent tvořící disperzní křivku ze všech dostupných hodochron, jež tvoří rozdíly v časech příchodu dané frekvenční komponenty od všech lomů a ke všem stanicím. Tímto postupem se získá disperzní křivka grupové rychlosti, jež náleží oblasti ohraničené geometrií skupinové seismické stanice. Podobný postup je známý a používaný v případě studia objemových vln, ale pro účely povrchových vln byl tento postup popsán poprvé. Využití časových rozdílů poskytuje dvě velké výhody. Tou první je nezávislost metody na přesnosti stanovení ohniskového času. Druhou výhodou je fakt, že pokud je skupinová seismická stanice tvořena stejnými snímači (což je často splněno), nemusíme zavádět instrumentální korekce.

Studovaná lokalita se nachází u Příbrami v České republice. Skupinová seismická stanice zde byla vybudována v srpnu 1998 pro účely sledování seismicity indukované plynovým zásobníkem Příbram-Háje. Skupinová seismická stanice ('array') se skládá ze sedmi tří-komponentních, širokopásmových, digitálních seismických stanic vybavených snímači Guralp CMG-40T. Snímače jsou uloženy na povrchu v topograficky téměř plochem terénu. Průměrná nadmořská výška je 560 m n.m. Vzorkovací frekvence je na všech

stanicích stejná a je 100 Hz.

Na příbramské skupinové seismické stanici je každý rok zaznamenáno několik stovek seismických záznamů náležejících lomovým odpalům. Pro účely této studie bylo vybráno osm záznamů od lomových odpalů přicházejících z různých azimutů, jež obsahovaly vizuálně silnou povrchovou vlnu a jež byly zaznamenány v časovém intervalu od června 2007 do února 2008. Odhad jejich lokalizace a odhad času výbuchu byl nejprve proveden pomocí odečtů prvních nasazení P a S vln. První nasazení P vlny bylo určeno z vertikální složky seismického záznamu a toto nasazení bylo obvykle velmi dobře čitelné. Nasazení S vlny bylo určeno z horizontálních komponent, ale toto nasazení bylo často překryto kodou P-vlny a bylo tedy určeno s menší přesností. Chyby v určení nasazení P vlny se pohybovaly okolo 20 ms (2 vzorky) u S vlny to bylo 40 ms (4 vzorky). Odhad lokalizace byl proveden ve dvou krocích. Nejdříve byl, pomocí nasazení P vln, určen vektor pomalosti \mathbf{p} , z něhož byl odvozen azimut od zdroje ke stanici. Poté byla pomocí rozdílu mezi časy nasazení P a S vlny spočtena epicentrální vzdálenost a k ní i epicentrální čas. Pro tento výpočet byl uvažován homogenní rychlostní model o parametrech rychlosti P vln $v_p = 6,0$ km/s a rychlosti S vln $v_s = 3,5$ km/s. Následně byla tato časová i prostorová lokalizace ověřena u správy daného lomu, jež se nacházel v blízkosti odhadnutého epicentra. Touto zpětnou kontrolou byla odhadnuta chyba v lokační metodě a zároveň bylo ověřeno, že zvolená lokační metodika je vhodná pro určení epicentrálního času a epicentrálních souřadnic pro lomové odpaly. Použité lomové odpaly se nacházely v epicentrálních vzdálenostech od 16 do 52 km.

Pro účely této studie bylo tedy použito osm lomových odpalů zaznamenaných na sedmi seismických stanicích, jež tvoří skupinovou seismickou stanici. Na těchto 56 seismogramech byla pomocí frekvenčně-časové analýzy aplikované do programu SVAL (Kolínský, 2004) analyzována grupová rychlost základního (fundamentálního) módu Rayleighovy vlny na Z složce. Bylo tedy určeno 56 grupových disperzních křivek mezi zdroji a jednotlivými seismickými stanicemi. Následně byla vytvořena průměrná disperzní křivka odpovídající GS modelu. Pro každou analyzovanou periodu byly spočteny rozdíly časů příchodu maxima obálky odpovídající danému kvaziharmonickému signálu základního módu Rayleighovy vlny T_j mezi referenční stanicí a všemi ostatními stanicemi j . Dále byly stanoveny rozdíly v epicentrálních vzdálenostech R_j mezi referenční stanicí a všemi dalšími stanicemi. Jako referenční stanice se pro daný lomový odpal brala stanice s nejmenší epicentrální vzdáleností. Průměrná grupová rychlost dané frekvenční komponenty byla následně spočtena jako směrnice křivky lineární regrese (typu $y = ax$) proložená daty R_j a T_j (označované také jako ΔR , ΔT). Zároveň byla pro každou periodu spočtena hodnota směrodatné odchylky lineární regrese. Tato hodnota byla použita jako ukazatel přesnosti určení grupové rychlosti. Tato analýza byla provedena pro periody 0,3 až 2,4 s, s krokem 0,1 s a pomocí této metody se získala průměrná disperzní křivka (tzn. GS disperzní křivka). Ve studovaném případě byly hodnoty směrodatné odchylky vyšší pro nízké a pro vysoké periody (a tedy pro tyto periody byla grupová rychlost určena s nižší přesností). Zároveň ne všechny periody byly určeny ze stejného počtu $\Delta T/\Delta R$ bodů. Některé periody na některých stanicích a od některých zdrojů nebylo například možné interpretovat pro velký obsah šumu. Průměrně byla každá rychlost určena z 50 bodů, pro vyšší periody však toto číslo kleslo až o polovinu.

Výsledná GS disperzní křivka byla invertována pomocí izometrické metody (Málek et al., 2005 a 2007) na rychlostní model. Přímá úloha – výpočet disperzní křivky – byla řešena pomocí modifikovaných

Thomson-Haskellových matic (např. Novotný, 1976; Proskuryakova et al., 1981; Novotný et al., 1996). Disperzní křivka byla spočtena v 1-D vrstevnatém modelu ležícím na poloprostoru, kde každá vrstva měla definovanou svou konstantní hodnotu rychlosti P-vln (v_p), S-vln (v_s), hustotu a mocnost. Během inverze byla grupová rychlost, odpovídající spočtenému modelu, srovnávána s naměřenou disperzní křivkou (výsledkem je misfit funkce) a inverze probíhala mnohokrát s požadavkem minimalizace misfit funkce. Při inverzi byl jak počet, tak i mocnost vrstev nastaveno manuálně a toto nastavení nebylo během inverze měněno. Konkrétně byly použity vrstvy o mocnosti 0,1 – 0,3 km. Toto nastavení bylo otestováno jako vyhovující, neboť jeho rozlišovací schopnost pro nalezení odpovídajícího rozložení rychlostí bylo dostatečné a zároveň produkovalo přijatelný počet parametrů vstupujících do inverze.

Pomocí výše popsané inverze grupové rychlosti se pro každou vrstvu získají tři parametry: rychlost P-vln (v_p), S-vln (v_s) a hustota. Jelikož je ale disperzní křivka závislá zejména na rychlosti S-vln (např. Keilis-Borok, 1989), zbylé dva parametry byly nastaveny s výrazným omezením. Hustota byla nastavena tak, aby konstantně rostla směrem do hloubky. V první vrstvě byla hustota nastavena na hodnotu $2,5 \text{ g/cm}^3$ s každou další vrstvou její hodnota rostla s krokem $0,05 \text{ g/cm}^3$. Parametr v_p byl omezen pomocí poměru v_p/v_s jež byl nastaven tak, aby hledal řešení v rozsahu $1,73 \pm 0,1$. Obdobné nastavení bylo používáno i jinými autory (např. Novotný and Urban, 1988).

Výsledná inverze GS disperzní křivky na GS model byla srovnána s tzv. BP modelem. BP model byl získán tak, že ze všech naměřených grupových disperzních křivek byly vybrány ty, které přicházejí z lomů z granitických oblastí (tyto křivky se výrazně liší od křivek, jež přicházejí z oblasti s metamorfovanými horninami). Z těchto křivek byla spočtena průměrná křivka (tzn. BP disperzní křivka) a pro tuto průměrnou křivku byl, stejným postupem jako u GS modelu, spočten pomocí izometrické metody její model. Tento BP model byl určen pouze přibližně a byl použit pouze pro srovnání s přesně určeným GS modelem, jež náleží oblasti ohraničené skupinovou seismickou stanicí a jež obsahuje i plynový zásobník Příbram-Háje. Pro oba modely byla zobrazena pouze rychlost střížných S-vln, neboť vliv rychlosti P-vln byl při inverzi omezen. Oba modely mají homogenní poloprostor v hloubce 1,5 km. U GS modelu lze nejdříve pozorovat nízkorychlostní vrstvy ($2,3 - 2,9 \text{ km/s}$) do hloubky 400 m. Poté následuje prudký nárůst rychlostí. V hloubkovém intervalu 0,9 – 1,2 km se objevuje nízkorychlostní vrstva, jež odpovídá umístění chodeb, jež tvoří plynový zásobník v hloubce 950 m. Plynový zásobník je tvořen sítí chodeb dlouhých 45 km, ve kterých je uloženo okolo $620\,000 \text{ m}^3$ plynu. Ačkoli vlnové délky povrchových vln jsou mnohem vyšší než je průměr individuálních tunelů (cca 6 m), sledované snížení rychlostí může odpovídat efektům, jež na okolní horniny tyto tunely mají.

6.3 PUBLIKACE 3: SURFACE WAVE PHASE VELOCITIES BETWEEN BULGARIA AND THE CZECH REPUBLIC

- Gaždová R., Kolínský P., Popova I. and Dimitrova L., 2011. Surface wave phase velocities between Bulgaria and the Czech Republic. EGRSE Journal, 2011/2, 16–23.

Tento článek se věnuje určení fázové rychlosti povrchových vln mezi Bulharskem a Českou

republikou. Pro tuto studii bylo využito spolupráce mezi Českou a Bulharskou akademií věd. Bylo využito pět širokopásmových stanic z České republiky (NKC, BED, OSTC, PRU, KHC) a sedm širokopásmových stanic z Bulharska (MPE, PRD, PLD, KDZ, RZN, KKB, VTS). Jako zdrojů bylo použito pět mělkých zemětřesení ze severního Středoatlantického hřbetu a osm zemětřesení z Turecka a Řecka. Pro tato zemětřesení bylo definováno několik profilů přes centrální Evropu. Vzdálenost mezi dvojicemi stanic, kde se určovala fázová disperzní křivka, se pohybovala v rozmezí 1 000 km až 1 400 km.

Fázové rychlosti Loveho a Rayleighových vln byly naměřeny pomocí modifikované metody dvou stanic. Jedná se o techniku mnohokanálové filtrace založené na Fourierově transformaci (Kolínský et al., 2011). Tato metoda je klasickým nástrojem frekvenčně-časové analýzy. Nejdříve je nalezeno pět lokálních maxim obálek kvaziharmonických komponent. Následně je ze spektrogramu určen disperzní hřbet základního módu a to pomocí kritéria kontinuity a nikoli tradičním přístupem postaveným na měření amplitud. Filtrované základní módy byly korelovány mezi dvojicemi seismických stanic a ze zpoždění časů šíření všech kvaziharmonických složek byla určena fázová rychlost jak Loveho tak i Rayleighových vln. Disperzní křivky byly určeny pro oblast period od 8 do 105 s. Rayleighovy vlny byly určeny na Z složkách, Loveho vlny na T složkách seismogramů. Azimutálně bylo možné měřené profily rozdělit na dvě skupiny. V článku byla jedna skupina označena fialově a druhá modře. Avšak rozdíl mezi naměřenými disperzními křivkami nebyl nijak významný, což indikuje, že se povrchové vlny v analyzovaném rozsahu period šíří stejnou strukturou. Proto byla z naměřených křivek spočtena jedna průměrná fázová křivka pro Rayleighovu vlnu a jedna průměrná křivka pro Loveho vlnu.

Určené průměrné disperzní křivky fázových rychlostí byly použity pro inverzi na rychlostní strukturu kůry a svrchního pláště. Inverze byla prováděna pomocí izometrické metody (Málek et al., 2005 a 2007). Samotná inverze byla provedena desetkrát po sobě se stejnými vstupními parametry. Jelikož řešený problém je nejednoznačný, jednotlivá řešení se od sebe trochu liší. Následně byla ze všech deseti výsledků spočtena průměrná rychlostní struktura a její standardní odchylka. Loveho vlny byly invertovány na 1-D vrstevnatý rychlostní model obsahující pouze rychlost S-vlny (v_s). Rayleighovy vlny byly invertovány se 1-D vrstevnatý rychlostní model obsahující rychlost S-vlny (v_s) i P-vlny (v_p), ačkoli rychlost P-vlny byla omezena pomocí poměru v_p/v_s jemuž bylo umožněno kolísat v intervalu 1,63 – 1,83. Toto omezení vyplývá z faktu, že rychlost Rayleighovy vlny je mnohem více závislá na rychlosti S-vlny (v_s) než na rychlosti P-vlny (v_p). Výsledný poměr v_p/v_s , jež vyšel z inverze, se pohyboval v intervalu 1,68 – 1,80.

Jak invertované křivky, tak i výsledný model byl srovnán s modelem PREM (Dziewonski and Anderson, 1981) a jemu odpovídajícími disperzními křivkami. Průměrná Loveho disperzní křivka je pro periody do 20 s pomalejší než PREM, pro vyšší periody je naopak vyšší. Průměrná Rayleighova disperzní křivka je pomalejší než PREM v celém měřeném rozsahu period. V globálním hledisku se ale obě křivky a tedy i struktury podobají PREM modelu.

Výsledné rychlostní struktury ukazují průměrné rozložení seismických rychlostí v zemské kůře a svrchním plášti. Jelikož ale studované profily protínají několik různých geologických jednotek, výsledek nelze hodnotit z hlediska strukturního. Výsledný model odpovídá efektivnímu filtru, jež konvertuje vlny putující z Čech do Bulharska a obráceně a takovýto filtr je vhodný např. pro použití při lokalizaci zemětřesení.

Na závěr byl ještě proveden pokus o společnou inverzi Loveho a Rayleighovy vlny. Tato společná

inverze ovšem pro izotropní prostředí neposkytla racionální výsledky. Vyšší periody Loveho vlny požadovaly vyšší rychlosti, než jaké vycházely z inverze Rayleighovy vlny. Tento efekt může být způsoben jak anizotropií, tak i tím, že skutečné Loveho vlny se šířily po odlišné dráze (tzv. '*ray-path*') než Rayleighovy. Ze srovnání rychlostních profilů S vln pro Rayleighovy a Loveho vlny lze odhadnout zdánlivý poměr mezi SH a SV komponentou. Rozdíl mezi těmito složkami může být způsobem anizotropií, heterogenitou prostředí, různými drahami, po kterých se vlny šíří (tzv. '*ray-path*'), či různou kombinací těchto jevů. Z SH/SV poměru lze ovšem odvodit maximální anizotropii. Ve studovaném případě vyšel odhad anizotropie ve svrchním plášti 5%, ve spodní kůře to bylo 10-18 %.

6.4 PUBLIKACE 4: STANOVENÍ DISPERZNÍ KŘIVKY Z ÚDEROVÉHO A VIBRAČNÍHO MĚŘENÍ V MĚLKÉM SEISMICKÉM PRŮZKUMU

- Gaždová, R. a Vilhelm, J., 2006. Stanovení disperzní křivky z úderového a vibračního měření v mělkém seismickém průzkumu. Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, Řada stavební, č. 2 - 2006, ročník VI., 77-87.

Tento článek se věnuje popisu metodiky stanovení disperzní křivky v mělkém seismickém průzkumu. Základem článku je popis metody stanovení disperzní křivky pomocí převodu úderových dat na pseudo-vibrační data (Park a kol., 1999). Metoda byla realizována v programovacím prostředí Matlab a následně byla aplikována jak na syntetická tak i na reálně naměřená data.

Zpracování úderových záznamů bylo realizováno pomocí metody založené na převedení seismogramů povrchových vln z t - x domény (kde t je čas a x je offset, tzn. vzdálenost mezi zdrojem a přijímačem) do f - v domény (kde f je frekvence a v je rychlost). Výhodou této metody je mimo jiné i její nezávislost na geometrii měření. Metoda tedy nepožaduje pracovat pouze s daty z rovných profilů a s konstantní vzdáleností geofonů. Převod impulzních dat $y(x,t)$ získaných v x - t doméně do f - v domény se provádí pomocí konvoluce s tzv. stretch funkcí (tedy s lineárním či nelineárním sweepem). Výsledkem je pseudo-vibrační záznam $Y(x,t)$, nazývaný také korelogram. Tento korelogram je sice v rovině x - t , ale vzhledem k tomu, že existuje současně i jednoznačný vztah času t k frekvenci f , lze záznam $Y(x,t)$ chápat i ve smyslu závislosti $Y(x,f)$. Podle časových posunů jednotlivých stop, odpovídajících různým polohám x , lze pak určovat podobně jako v metodě '*the peak and trough technique*' (Savarensky, 1975) fázové rychlosti, které jsou současně jednoznačně přiřazeny určité frekvenci. Takto se získají data pro konstrukci fázové disperzní křivky.

Výsledný korelogram $Y(x,t)$ je amplitudově vyrovnan s využitím zobrazení funkce '*Instantaneous AGC*'. Využití tohoto zobrazení velmi zpřehlední pseudo-vibrační záznam a zjednoduší jeho interpretaci. AGC ('*automatic gain control*') je způsob úpravy dynamiky využívaný zejména v reflexně-seismickém průzkumu, který umožňuje zviditelnit příchody každé jednotlivé nové vlnové skupiny. U '*Instantaneous AGC*' probíhá výpočet v klouzajícím okně. Okno se posunuje po jednom vzorku a pro každou polohu se spočte průměrná absolutní hodnota amplitud v okně a naleznou se koeficient přepočtu na požadovanou úroveň. Tento koeficient přepočtu se použije pro přepočet odpovídajícího vzorku, obvykle ležícího ve středu

časového okna (Yilmaz, 1987).

Metodika je testována na syntetickém příkladu, kdy metodika pro výpočet syntetického pole je stejná jako je použita v programu DISECA a byla popsána v Gaždová and Vilhelm (2011). Odečtená data disperzní křivky jsou porovnávána se zadanou disperzní křivkou. Disperzní křivky se poměrně dobře shodují v intervalu 12 – 32 Hz. Problematické je určení disperzní křivky v oblasti nízkých frekvencí, kde vyšly nižší hodnoty rychlosti, než jaké by odpovídaly modelu. Je možné, že tento problém vznikl i tím, že nízkofrekvenční složky vyžadují použití velmi dlouhé stretch funkce, aby se nízkoperiodické frekvenční komponenty zobrazily celou svojí periodou. Když není sweep dostatečně dlouhý, pak se frekvence nízkofrekvenční části mění natolik rychle, že každá frekvenční složka je zastoupena příliš krátkým úsekem signálu a je pak obtížnější, aby byla správně separována a zobrazena. V oblasti vyšších frekvencí pak interpretaci komplikuje to, že se pseudo-vibrační záznam stává nečitelným, tj. nelze odlišit jednotlivá maxima a stanovit jednoznačně vzájemné časové posuny. V popsaném případě se záznam skládal z přímek s konstantním sklonem, které už ale nepřinášejí další nové informace o geologickém prostředí (rychlost se již nemění). U reálných dat je nutné předem stanovit spektra naměřených signálů a zjistit požadovaný frekvenční rozsah, jež bude limitovat požadavky na disperzní data tak, aby nedošlo k falešné interpretaci konstantního průběhu disperzní křivky.

Reálnost použití diskutované metodiky byla demonstrována na stanovení disperzní křivky na datech seismického měření z konkrétního terénního měření. Jednalo se o data z lokality Hůrka v Praze 13. Na lokalitě bylo provedeno mělké refrakční seismické měření v modifikaci pro malé hloubky (měření pomocí P-vln). Pro seismický průzkum byla využita 24 – kanálová aparatura Geode. Z geologického hlediska se na lokalitě vyskytují silně zvětralé břidlice a prachovce, do hloubky 2 až 4 m jsou navážky. Z výsledků měření metodou lomených P-vln vyplývá, že rychlost v navážkách je 400 až 700 m/s. V podloží dochází k pozvolnému nárůstu rychlosti, v hloubce 10 m se rychlost P-vln pohybuje v oboru 1300 až 1600 m/s, v hloubce 15 m dosahuje 2000 m/s. Metodou převodu úderových dat na pseudo-vibrační data byla z dat odečtena disperzní křivka ve frekvenčním intervalu 13 – 59 Hz. Její průběh i zjištěné hodnoty byly v soulase s měřením metodou lomených vln. V daném případě povrchové vlny pouze potvrzovaly výsledek interpretace pomocí lomených vln.

6.5 PUBLIKACE 5: EXPERIMENTAL VERIFICATION OF THE RESOLUTION CAPABILITIES OF SURFACE WAVES WITHIN THE SHALLOW SEISMIC SURVEY

Tento rukopis se věnuje popisu zpracování a interpretace povrchových vln při mělkém seismickém průzkumu. Data byla naměřena v rámci paleoseismologického průzkumu hlubokého zlomu na lokalitě Usilné u Českých Budějovic, Česká Republika. Hluboký zlom je jeden z hlavních zlomů tvořící SV ohraničení sedimentární budějovické pánve. Na studované lokalitě má hluboký zlom charakter kontaktu křídových sedimentů budějovické pánve a reliktu permokarbonských sedimentů blanické brázdy (tzv. lhotické pánve). Tento kontakt je asociován s mírnou, ale zřetelnou hranou v reliéfu. Na základě podrobného geofyzikálního měření (zejména multielektrodová odporová tomografie a refrakční seismika) byla na lokalitě lokalizována poloha pro vyhloubení paleoseismologické rýhy, ve které byl segment tohoto

zlomu zastížen. Interpretace paleoseismologických výsledků ukázala, že blok permských hornin leží v nadloží mladších křídových sedimentů, na něž byl nasunut v důsledku pravděpodobně pokřídových tektonických pohybů s přesmykovou složkou. Litologický vývoj v bloku křídových sedimentů určil, že je složen z hrubozrnných až jemnozrnných písků s občasnými jílovitými polohami. Litologický vývoj v bloku permokarbonských hornin podmínil, že je tvořen rozpukanými až drcenými arkózami s jílovitými mylonity a arkózami s vložkami prachovců. Rýha byla vykopána na profilu, kde byl proveden mělký seismický průzkum.

Pro analýzu povrchových vln byly použity záznamy generované úderem kladiva na kovovou destičku a zaznamenané pomocí osmi tříkomponentních geofonů s vlastní frekvencí 10 Hz. Geofony byly rozmístěny po profilu s konstantním krokem 5 m ve dvou roztaženích. Seismická energie byla, pro obě roztažení, buzena na devíti různých místech na profilu.

Mezi každou dvojicí sousedících geofonů byly spočteny disperzní křivky fázových rychlostí základního módu povrchové vlny na všech třech komponentách. Pro tuto analýzu disperzního signálu bylo použito následujícího postupu. Nejdříve byl každý jednotlivý seismogram analyzován pomocí techniky mnohokanálové filtrace založené na Fourierově transformaci (Kolínský et al., 2004). Bylo nalezeno pět lokálních maxim obálek kvaziharmonických komponent. Tato maxima mohou náležet různým módům přímé povrchové vlny, nebo možným odraženým či konvertovaným módům apod. Požadovaný disperzní hřbet základního módu byl vybrán pomocí kritéria kontinuity a nikoli tradičním přístupem postaveným na měření amplitud. Filtrované základní módy byly korelovány mezi dvojicemi geofonů a ze zpoždění časů šíření všech kvaziharmonických složek byla určena fázová rychlost jak Loveho tak i Rayleighových vln pro všechny záznamy. Loveho vlny byly určeny na T složce, Rayleighovy vlny na Z a R složce.

Pro každou sousedící dvojici geofonů a pro každou složku bylo tedy určeno několik disperzních křivek fázové rychlosti pro rozdílné polohy zdroje. Pomocí 'moving average filter' byla pro každou dvojici geofonů spočtena průměrná disperzní křivka pro každou komponentu. Následně bylo vybráno 6 dvojic geofonů v blízkosti zlomového pásma, jejichž disperzní křivky byly invertovány na 1-D rychlostní strukturu pomocí izometrické metody (Málek et al., 2005 a 2007). Inverzí bylo dosaženo hloubky 32 m, pod kterou již povrchové vlny v daném frekvenčním oboru „vidí“ homogenní poloprostor. Rychlosti S-vln jak z Rayleighovy vlny na Z a R složce tak i z Loveho vlny ukázaly podobné rychlosti v nejvyšších vrstvách náležejících kvarterním hlínám. Ve větších hloubkách byly pozorovány nižší rychlosti v křídových horninách a výrazně vyšší v permokarbonských horninách. Kombinací výsledků ze seismické tomografie P-vln a inverze povrchových Rayleighových vln ze Z složky bylo zjištěno rozložení Poissonovy konstanty. V daném případě bylo zjištěno, že rozlišovací schopnost rychlostních řezů P- a S- vln je srovnatelná, a že pomocí povrchových vln lze zpřesnit stanovení litologického rozhraní.

7. VÝSLEDKY

Základním cílem předkládané práce bylo studium seismických povrchových vln, možnosti jejich využití a interpretace v širokém oboru frekvencí. Dílčími cíli byly vývoj programu na rychlý výpočet syntetického seismogramu disperzní vlny, dále vývoj nových metodik a postupů na zpracování a interpretaci povrchových vln detekovaných na skupinové seismické stanici, použití klasických metod pro zpracování a interpretaci povrchových vln a jejich aplikace na data od vzdálených zemětřesení, analýza povrchových vln buzených různými zdroji a studium použitelnosti metody povrchových vln v mělkém seismickém průzkumu.

Výsledkem práce na vývoji programu pro výpočet syntetického seismogramu disperzní vlny je program DISECA. Tento program umožňuje velice rychlý výpočet takového pole. Vstupním parametrem je disperzní křivka. Tímto se tento program odlišuje od běžně používaných metod a zároveň tento fakt umožňuje namodelovat disperzní vlnové pole přesně definovaných vlastností, jež je vhodné zejména pro testování různých metod, jež analyzují disperzní pole. Syntetické vlnové pole je spočteno jako suma jednotlivých seismických impulsů posunutých v čase tak, aby posun odpovídal fázové rychlosti dané frekvenční komponenty v dané vzdálenosti. Program pracuje v libovolném oboru frekvencí a vzdáleností. Je ukázáno, že pomocí programu DISECA lze namodelovat disperzní vlnové pole, jež je velice podobné reálně naměřenému seismogramu. Správná funkčnost programu je ověřena srovnáním vstupní disperzní křivky, ze které bylo napočítáno syntetické disperzní vlnové pole a disperzní křivky, jež se získala analýzou tohoto syntetického vlnového pole pomocí několika známých metod (konkrétně se jednalo o metody SASW, MASW a program SVAL). Je ukázáno, že pomocí programu DISECA lze testovat algoritmy pro určení disperzní křivky jak fázové tak i grupové rychlosti. Dále je demonstrováno, že tento program lze použít i na napočítání disperzního vlnového pole pro více módů a na následné možnosti studia jejich separace. Výsledná podoba syntetického vlnového disperzního pole je silně závislá na zvoleném koeficientu útlumu (*'damping coefficient'*). V aplikacích použitých v této práci je vždy použito frekvenčně závislého koeficientu útlumu (tzn. vyšší frekvence mají vyšší koeficient útlumu než nižší frekvence). Díky tomu je možné napočítat vlnové pole podobná těm, jaká měříme při seismickém průzkumu. Obecně lze ale tuto kvantitu použít pro modelování takzvané vnitřní disperze. Algoritmus programu DISECA je součástí přílohy 7 a zároveň je i na přiloženém CD.

V rámci této práce byla vyvinuta nová metodika zpracování grupové rychlosti povrchové vlny detekované na skupinové seismické stanici, kdy povrchové vlny přicházejí od různých zdrojů situovaných mimo skupinovou seismickou stanici a z různých azimutů. Grupová rychlosti jednotlivých frekvenčních komponent se odvozuje ze všech dostupných hodochron, které jsou tvořeny rozdíly v časech příchodu dané frekvenční komponenty a rozdíly v epicentrálních vzdálenostech. Tímto postupem se získá průměrná disperzní křivka grupové rychlosti, jež náleží oblasti ohraničené geometrií dané skupinové seismické stanice. Podobný postup je známý a používaný v případě studia objemových vln, ale pro účely povrchových vln byl tento postup popsán poprvé. Využití časových rozdílů poskytuje dvě velké výhody. Tou první je nezávislost metody na přesnosti stanovení ohniskového času. Druhou výhodou je fakt, že pokud je skupinová seismická stanice tvořena stejnými snímači (což je často splněno), není nutné zavádět instrumentální korekce. Tato metoda byla aplikována na Rayleighovy vlny generované lomovými výbuchy

a zaznamenané na skupinové seismické stanici Příbram, která se nachází nad podzemním plynovým zásobníkem Příbram-Háje. Disperzní křivky grupové rychlosti povrchových vln o periodách 0,2 – 3,0 s byly určeny pomocí frekvenčně-časové analýzy implementované v programu SVAL. Následně byla tato disperzní křivka invertována pomocí izometrické metody na střížný rychlostní 1-D model do hloubky 1,8 km. Tento výsledný model se výrazně liší od průměrného rychlostního modelu pro centrální pluton Českého masivu. Tyto rozdíly byly interpretovány jako projevy chodeb a dutin tvořící plynový zásobník.

Díky spolupráci České a Bulharské akademie věd byla získána data, jež umožnila výpočet fázové rychlosti povrchových vln mezi Bulharskem a Českou republikou. Fázové rychlosti byly měřeny podél několika profilů pomocí modifikované metody dvou stanic. Zpracování Loveových a Rayleighových vln, generovaných několika zemětřeseními (z Turecka a ze severního Středoatlantického hřbetu), bylo provedeno technikou mnohokanálové filtrace založené na Fourierově transformaci. Tato metoda je klasickým nástrojem frekvenčně-časové analýzy. Nejprve bylo nalezeno pět lokálních maxim obálek kvaziharmonických komponent. Následně byl ze spektrogramu určen disperzní hřbet základního módu a to pomocí kritéria kontinuity a nikoli tradičním přístupem postaveným na měření amplitud. Filtrované základní módy byly korelovány mezi dvojicemi seismických stanic a ze zpoždění časů šíření všech kvaziharmonických složek byla určena fázová rychlost jak Loveho tak i Rayleighových vln. Určené disperzní křivky fázových rychlostí byly použity pro inverzi na rychlostní strukturu kůry a svrchního pláště. Inverze byla prováděna pomocí izometrické metody. Tímto postupem se získaly disperzní křivky v oboru period 8 – 120 s, jimž náležel rychlostní 1-D model zemské kůry a svrchního pláště do hloubky 180 km náležející prostředí mezi Českou republikou a Bulharskem. Jelikož ale dané prostředí protíná několik různých geologických jednotek, výsledek nelze hodnotit z hlediska strukturního. Výsledný model odpovídá efektivnímu filtru, jež konvertuje vlny putující z Čech do Bulharska a obráceně a takovýto filtr je vhodný např. pro použití při lokalizaci zemětřesení. Byl proveden i pokus o společnou inverzi Rayleighovy a Loveho vlny. Tato společná inverze ovšem pro izotropní prostředí neposkytla racionální výsledky, což může být způsobeno jak anizotropií studovaného prostředí tak i tím, že skutečné Loveho vlny se šířily po odlišné dráze (tzv. 'ray-path') než Rayleighovy. Ze srovnání rychlostních profilů S-vln pro Rayleighovy a Loveho vlny byl odhadnout zdánlivý poměr mezi SH a SV komponentou. Rozdíl mezi těmito složkami může být způsobem anizotropií, heterogenitou prostředí, různými drahami, po kterých se vlny šíří (tzv. 'ray-path') či různou kombinací těchto jevů. Z SH/SV poměru lze ovšem odvodit maximální anizotropii. Ve studovaném případě vyšel odhad anizotropie ve svrchním plášti 5% (zde byl zároveň výsledek i nejstabilnější), ve spodní kůře byla tato hodnota odhanuta jako 10-18 %.

Na syntetických i reálných datech byla otestována metoda stanovení disperzní křivky pomocí převodu úderových dat na pseudo-vibrační data a tato metodika se ukázala jako reálná. Analyzovaná data se pohybovala ve frekvenčním intervalu 12 – 59 Hz. Na reálných datech bylo ověřeno, že povrchových vln lze použít jako doplňku ke klasickým seismickým metodám, kdy pro využití klasického refrakčního záznamu je nutné pouze prodloužit časové okno měření při úderovém měření.

Součástí předložené práce bylo i studium vlastností povrchových vln na lokalitě s paleoseismologicky ověřeným segmentem hlubockého zlomu. Na studované lokalitě je tento zlom popsán jako kontakt křídových sedimentů budějovické pánve a reliktu permokarbonských sedimentů blanické brázdy (tzv. lhotecké pánve). Výsledky z paleoseismologické rýhy, která byla na měřeném profilu

vykopána, ukazují na to, že blok permských hornin leží v nadloží mladších křídových sedimentů, na něž byl nasunut v důsledku pravděpodobně pokřídových tektonických pohybů s přesmykovou složkou. Pro studium použitelnosti metody povrchových vln v mělkém seismickém průzkumu byly analyzovány povrchové vlny naměřené na trojsložkových geofonech. Vlny byly generovány úderem kladiva na kovovou destičku. Z naměřených seismogramů byly pomocí frekvenčně časové analýzy určovány disperzní křivky fázových rychlostí Rayleighových vln na Z a R složce a Loveho vlny na T složce v řadě bodů podél profilu. Pro šest vybraných bodů byla provedena inverze na 1-D rychlostní strukturu pomocí izometrické metody. Inverzí bylo dosaženo hloubky 32 m, pod kterou již povrchové vlny v daném frekvenčním oboru „vidí“ homogenní poloprostor. Rychlosti S-vln jak z Rayleighovy vlny na Z a R složce, tak i z Loveho vlny ukázaly podobné rychlosti v nejvyšších vrstvách náležející kvarterním hlínám. Ve větších hloubkách byly pozorovány nižší rychlosti v křídových horninách a výrazně vyšší v permokarbonských horninách. Kombinací výsledků ze seismické tomografie P-vln a inverze povrchových Rayleighových vln ze Z složky bylo zjištěno rozložení Poissonovy konstanty. V daném případě bylo zjištěno, že rozlišovací schopnost rychlostních řezů P- a S- vln je srovnatelná, a že pomocí povrchových vln lze zpřesnit stanovení litologického rozhraní.

8. SEZNAM CITOVANÉ LITERATURY

- Aki K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35, 415-456.
- Aki K. and Richards P.G., 2002. *Quantitative seismology*. 2nd ed. University Science Books; 2002.
- Al-Eqabi G.I. and Herrmann R.B., 1993. Ground Roll: A potential tool for constraining shallow shear wave structure. *Geophysics*, 58, 713-719.
- Al-Hunaidi M.O., 1998. 'Evolution-based genetic algorithms for analysis of non-destructive surface wave tests on pavements. *NDT & E International*, 31(4), 273-280.
- Al-Husseini M.I., Glover J.B. and Barley, B.J., 1981. Dispersion patterns of the ground-roll in eastern Saudi Arabia. *Geophysics*, 46, 121-137.
- Ammon C.J., Velasco A.A. and Lay T., 2006. Rapid estimation of first-order rupture characteristic for large earthquakes using surface waves: 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Geophysical Research Letters*, 33, L14314, doi: 10.1029/2006GL026303.
- Asten M.W. And Henstridge J.D., 1984. Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basin. *Geophysics*, 49, 1828-1837.
- Asten M.W., 2006. On bias and noise in passive seismic data from finite circular array data processed using SPAC methods. *Geophysics*, 71(6), 153-162. doi: 10.1190/1.2345054.
- Barmin M.P., Ritzwoller M.H. and Levshin A.L., 2001. A fast and reliable method for surface wave tomography. *Pure and Applied Geophysics*, 158, 1351-1375.
- Beatty K.S., Schmitt D.R. and Sacchi M., 2002. Simulated annealing inversion of multimode Rayleigh wave dispersion curves for geological structure. *Geophysical Journal International*, 151, 622-631.
- Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N.M. and Yang U., 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1239-1260, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x.
- Blake R.J. And Bond L.J., 1990. Rayleigh wave scattering from surface features: wedges and down steps. *Ultrasonics*, 28, 214-228.
- Blake R.J. And Bond L.J., 1992. Rayleigh wave scattering from surface features: up steps and troughs. *Ultrasonics*, 30, 255-265.
- Borcherdt R.D., 1994. Estimates of site response spectra for design (methodology and justifications). *Earthquake Spectra*, 10, 617-653.
- Bukchin B.G., 1995. Determination of stress glut moments of total degree 2 from teleseismic surface wave amplitude spectra. *Tectonophysics*, 248, 185-191.
- Bukchin B.G., Mostinsky A.Z., Egorkin A.A., Levshin A.L. and Ritzwoller M.H., 2001. Isotropic and nonisotropic components of earthquakes and nuclear explosions on the Lop Nor test site, China. *Pure and Applied Geophysics*, 158, 1497-1515.
- Bullen K.E., 1963. *An Introduction to the Theory of Seismology*. Cambridge University Press.
- Claprod M. and Asten M.W., 2011. Using the SPAC Microtremor Method to Identify 2D Effects and Evaluate 1D Shear-Wave Velocity Profile in Valleys. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(2), 826-847. doi: 10.1785/0120090232 .
- Comina C., Foti S., Boiero D. and Socco L.V., 2011. Reliability of $V_{s,30}$ Evaluation from Surface-Wave Tests. *Journal of Geotechnical & Geoenvironmental Engineering*, 137(6), 579-586. DOI: 10.1061/(ASCE)GT.1943-5606.0000452.
- Delorey A.A., Dunn R.A. and Gaherty J.B., 2007. Surface wave tomography of the upper mantle beneath the Reykjanes ridge with implications for ridge-hot spot interaction. *Journal of Geophysical Research*, 112, B08313, doi:10.1029/2006JB004785.
- Dorman J. and Ewing M., 1962. Numerical inversion of seismic surface waves dispersion data and crust-mantle structure in the New York-Pennsylvania area. *Journal of Geophysical Research*, 67, 5227-5241.

- Dorman J., Ewing M. and Olivier J., 1960. Study of the shear-velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 50, 87-115.
- Dziewonski A.M., Bloch S. and Landisman M., 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the Seismological Society of American*, 59, 427-444.
- Dziewonski A.M., Mills J. and Bloch S., 1972. Residual dispersion measurement - a new method of surface-wave analysis. *Bulletin of the Seismological Society of American*, 62, 129-139.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L., 1981. Preliminary reference earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25, 297 - 356.
- Ekström G., Tromp J. and Larson E.W.F., 1997. Measurements and global models of surface waves propagation. *Journal of Geophysical Research*, 102, 8137-8157.
- Enderlein J., Chilla E. and Fröhlich H.J., 1994. Comparison of the mass sensitivity of love and rayleigh waves in a three-layer system. *Sensors and Actuators A: Physical*, 42(1-3), 472-475. Doi: 10.1016/0924-4247(94)80036-7.
- Essen H.H., Krüger F., Dahm T. and Grevemeyer I., 2003. On the generation of secondary microseisms observed in northern and central Europe. *Journal of Geophysical Research*, 108, B10. 2506, doi: 10.1029/2002JB002338.
- Ewing W.M., Jardetzky W.S. and Press F., 1957. *Elastic Waves in Layered Media*. McGraw-Hill Book Co.
- Forbriger T., 2003a. Inversion of shallow-seismic wavefields: I. Wavefield transformation. *Geophysical Journal International*, 153, 719-734.
- Forbriger T., 2003b. Inversion of shallow-seismic wavefields: II. Inferring subsurface properties from wavefield transforms. *Geophysical Journal International*, 153, 735-752.
- Forsyth D.W. and Li A., 2005. Array analysis of two-dimensional variations in surface wave phase velocity and azimuthal anisotropy in the presence of multipathing interference. In: Levander A. and Nolet G. (eds.), 2005. *Seismic Earth - Array analysis of broadband seismograms*. American Geophysical Union, Washington, DC, 81-97.
- Foti S., 2005. Surface Wave Testing for Geotechnical Characterization. In: *Surface Waves in Geomechanics - Direct and Inverse Modelling for Soil and Rocks*, CSIM Lecture Notes (eds: C.G. Lai and K. Wilmanski), Springer-Verlag, Wien-New York, 47-71.
- Freybourger M., Gaherty J.B., Jordan T.H. and the Kaapvaal seismic group, 2001. Structure of the Kaapvaal craton from surface waves. *Geophysical Research Letters*, 28, 2489-2492.
- Friederich W., 2003. The S-velocity structure of the East Asian mantle from inversion of shear and surface wave forms. *Geophysical Journal International*, 153, 88-102.
- Gabriels P., Snieder R. and Nolet G., 1987. In situ measurements of shear wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves. *Geophysical Prospecting*, 35, 187-196.
- Gaždová, R. a Vilhelm, J., 2006. Stanovení disperzní křivky z úderového a vibračního měření v mělkém seismickém průzkumu. *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské - Technické univerzity Ostrava, Řada stavební, č. 2 - 2006, ročník VI.*, 77-87.
- Gaždová R., Kolínský P., Málek J. and Vilhelm J., 2008. Shear wave velocities inferred from surface wave dispersion beneath the Příbram in the Czech Republic. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 5 (151), 247-255.
- Gaždová R., Kolínský P., Popova I. and Dimitrova L., 2011. Surface wave phase velocities between Bulgaria and the Czech Republic. *EGRSE Journal*, 2011/2, 16-23.
- Gaždová R. and Vilhelm J., 2011: DISECA - A Matlab code for dispersive waveform calculations. *Computers and Geotechnics*, 38(4), 526-531, doi:10.1016/j.compgeo.2011.03.001.
- Giulio G., Cornou C., Ohrnberger M., Wathelet M. and Rovelli A., 2006. Deriving Wavefield Characteristics and Shear-Velocity Profiles from Two-Dimensional Small-Aperture Arrays Analysis of Ambient Vibrations in a Small-Size Alluvial Basin, Colfiorito, Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 1915-1933.

- Golub G.H. and Reinsch C., 1970. Singular value decomposition and least-squares solution. *Numerische Mathematik*, 14, 403-420.
- Gouédard P., Cornou C. and Roux P., 2008. Phase-velocity dispersion curves and small-scale geophysics using noise correlation slantstack technique. *Geophysical Journal International*, 172(3), 971-981, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03654.x.
- Gu Y.F. (editor), 2010. *Arrays and Array Methods in Global Seismology*. Springer, 1st edition, 280 pp.
- Gucunski N. and Woods R.D., 1991. Instrumentation for SASW testing. In: Bhatia S. K. and Blaney G. W., Eds., *Recent advances in instrumentation, data acquisition and testing in soil dynamics*: American Society of Civil Engineers, 1-16.
- Gudmundsson Ó., Khan A. and Voss P., 2007. Rayleigh-wave group-velocity of the Icelandic crust from correlation of ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 34, L14314, doi: 10.1029/2007GL030215.
- Gupta, H. K., Nyman D. C. and Landisman, M., 1977:, Shield-like upper mantle structure inferred from longperiod Rayleigh- and Love-wave dispersion investigations in the Middle East and Southeast Asia. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67, 103-119.
- Guterch A., Grad M., Špičák A., Brückl E., Hegedű E., Keller G.R., Thybo H. & CELEBRATION 2000, ALP 2002, SUDETES 2003 Working Groups, 2003. An overview of recent seismic refraction experiments in Central Europe. *Studia geophysica et geodaetica*, 47, 651-657.
- Hagedoorn J. G., 1959. The Plus-Minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophysical Prospecting* 7, 158-182.
- Harkrider D.G., 1970. Surface waves in multilayered elastic media. Part II. Higher mode spectra and spectral ratios from point sources in plane layered Earth models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60, 1937-1987.
- Harmon N., Forsyth D. and Webb S., 2007. Using Ambient Seismic Noise to Determine Short Period Phase Velocities and Shallow Shear Velocities in Young Oceanic Lithosphere. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97, (6), 2009-2023, doi:10.1785/0120070050.
- van Heijst H.J. and Woodhouse J.H., 1999. Global high-resolution phase velocity distribution of overtone and fundamental-model surface waves determined by mode branch stripping. *Geophysical Journal International*, 137, 601-620.
- Herrmann R.B. and Al-Eqabi G.I., 1991. Surface wave inversion for shear velocity. In: *Shear Waves in Marine Sediments* (eds J.M.Hoven et al.), pp. 545-556. Kluwer Academic Publishers.
- Herrmann R.B., 2004. *Manual for Computer Programs in Earthquake Seismology*. St. Louis University, Missouri.
- Holub K., 1977. Short-period Rayleigh waves recorded in the Western Carpathians during DSS. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 21, 281-284.
- Holub K. and Novotny O., 1997. Interpretation of the dispersion curves of short-period Rayleigh waves observed in the West Carpathians. *Acta montana IRSM AS CR, ser. A, No. 11 (104)*, 49-58.
- Hwang R.D. and Yu G.K., 2005. Shear-wave velocity structure of upper mantle under Taiwan from the array analysis of surface waves. *Geophysical Research Letters*, 32, L07310, doi: 10.1029/2004GL021868.
- Chen Ch.W., Rondenay S., Weeraratne D.S. and Snyder D.B., 2007. New constraints on the upper mantle structure of the Slave craton from Rayleigh wave inversion. *Geophysical Research Letters*, 34, L10301, doi: 10.1029/2007GL029535.
- Cho Y.S. and Lin F.B., 2001. Spectral analysis of surface wave response of multi-layer thin cement mortar slab structures with finite thickness. *NDT & E International*, 34, 115-122.
- Its E.N. and Lee J.S., 1993. Reflection and transmission of surface waves at a vertical interface in anisotropic elastic media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83, 1355-1372.
- Johnson D.H and Dudgeon D.E., 1993. *Array Signal Processing: Concepts and Techniques*, PTR Prentice-Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey, 533 pp.

- Kausel E., 2005. Waves Propagation Modes: From Simple Systems to Layered. In: Surface Waves in Geomechanics – Direct and Inverse Modelling for Soil and Rocks, CSIM Lecture Notes (eds: C.G. Lai and K. Wilmanski), Springer-Verlag, Wien-New York, 165-202.
- Keilis-Borok V. (Ed.), 1986. Surface Seismic Waves in Laterally Inhomogeneous Earth. Nauka, Moscow, 277 pp., In Russian.
- Keilis-Borok V.I., Levshin A.L., Yanovskaya T.B., Lander A.V., Bukchin B.G., Barmin M.P., Ratnikova L.I. and Its E.N., 1989. Seismic Surface Waves in Laterally Inhomogeneous Earth. Kluwer Academic Publishers.
- Kennett B.L.N., 1976. The inversion of surface wave data. Pure and applied Geophysics, 114, 747-751.
- Khan A., Boschi L. and Connolly J.A.D., 2009. On mantle chemical and thermal heterogeneities and anisotropy as mapped by inversion of global surface wave data. Journal of Geophysical Research, 114, B09305, doi:10.1029/2009JB006399.
- Knopoff L., Mueller S. and Pilant W. L., 1966. Structure of the crust and upper mantle in the Alps from the phase velocity of Rayleigh waves, Bulletin of the Seismological Society of America, 56, 1009-1044.
- Knopoff L., 1972. Observation and inversion of surface wave dispersion. Tectonophysics, 13, 497-519.
- Kocaoglu A.H., Long L.T., 1993. A review of time-frequency analysis techniques for estimation of group velocities. Seismological Research Letters, 64, 157-167.
- Kolínský P., 2004. Surface wave dispersion curves of eurasian earthquakes: the SVAL Program. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 134, 165-185.
- Kolínský, P. and Brokešová, J., 2007. The Western Bohemia uppermost crust shear wave velocities from Love wave dispersion. Journal of Seismology, 11, 101-120.
- Kolínský P. and Brokešová J., 2008. The Western Bohemia uppermost crust Rayleigh wave tomography. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 5(149), 5-17.
- Kolínský P., 2010. Surface Wave Analysis and Inversion Applications to the Bohemian Massif. PhD. Thesis. Charles University Prague, Faculty of Mathematics and Physics.
- Kolínský P., Málek J. and Brokešová J., 2011. Shear wave crustal velocity model of the western Bohemian Massif from Love wave phase velocity dispersion. Journal of Seismology 15(1), 81 - 104. doi:10.1007/s10950-010-9209-4.
- Kovach R.L., 1978. Seismic surface waves and crust and upper-mantle structure. Reviews of Geophysics and Space Physics, 16, 1-13.
- Kristeková M., 2006. Frequency time analysis of seismic signals. PhD thesis, Geophysical Institute, Slovak Academy of Sciences, Bratislava; (Časovo-frekvenčná analýza seizmických signálov. dizertačná práca, Geofyzikálny ústav, Slovenská akadémia vied, Bratislava), 182 pages (in Slovak).
- Kühn D., Ohrnberger M., and Dahm T., 2011. Imaging a shallow salt diapir using ambient seismic vibrations beneath the densely built-up city area of Hamburg, Northern Germany. Journal of Seismology, 15, 507-531, DOI: 10.1111/10.1007/s10950-011-9234-y.
- Kuo J., Brune J. and Major M., 1962. Rayleigh wave dispersion in the Pacific Ocean for the period range 20 to 140 seconds. Bulletin of the Seismological Society of America, 52, 333-357.
- LaCoss R.T., Kelly E.J. And Toksöz M.N., 1969. Estimation of seismic noise structure using arrays. Geophysics, 34(1), 21-38.
- Lai C.G., Rix G.J., Foti S. and Roma V., 2002. Simultaneous measurement and inversion of surface wave dispersion and attenuation curves. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 22, 923-930.
- Lai C.G. and Wilmanski K. (editors). 2005. Surface Waves in Geomechanics: Direct and Inverse Modelling for Soils and Rocks. CISM Courses and Lectures No. 481. International Centre for Mechanical Sciences. Springer. 385 pp.
- Lai C.G., 2005. Surface Waves in Dissipative Media: Forward and Inverse Modelling. . In: Surface Waves in Geomechanics – Direct and Inverse Modelling for Soil and Rocks, CSIM Lecture Notes (eds: C.G. Lai and K. Wilmanski), Springer-Verlag, Wien-New York, 73-163.
- Levenberg K., 1944. A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares. Quarterly of Applied Mathematics, 2, 164-168.

- Lebedev S. and Nolet G., 2003. Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography. *Journal of Geophysical Research*, 108, doi:10.1029/2000JB000073.
- Lee K.H. and Kim H.J., 2003. Source-independent full-waveform inversion of seismic data. *Geophysics*, 68(6), 2010-5.
- Levshin A., Pisarenko V.F. and Pogrebinsky G.A., 1972. On a frequency-time analysis of oscillations. *Annales Geophysicae* 28(2), 211-218.
- Levshin A., 1973. *Surface and Channel Seismic Waves*. Nauka, Moscow, 176 pp., In Russian.
- Levshin A.L., Yanovskaya T.B., Lander A.V., Bukchin B.G., Barmin M.P. and Ratnikova L.I., 1989. Interpretation of surface wave observations – frequency-time analysis. In: Keilis-Borok VI (ed): *Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous Earth*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp 153-163.
- Levshin A.L., Ratnikova L. and Berger, J., 1992. Peculiarities of surface-wave propagation across Central Eurasia. *Bulletin of the Seismological Society of American* 82 (6), 2464-2493.
- Levshin A.L. and Ritzwoller M.H., 1995. Characteristic of surface waves generated by events on and near the Chinese nuclear test site. *Geophysical Journal International*, 123, 131-148.
- Levshin A.L. and Ritzwoller M.H., 2001. Automatic detection, extraction, and measurement of regional surface waves. *Pure and Applied Geophysics*, 158, 1531-1545.
- Levshin A.L., Barmin M.P., Ritzwoller M.H. and Trampert J., 2005. Minor-arc and major-arc global surface wave diffraction tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149, 205-223.
- Levshin A.L., Ritzwoller M.H. and Shapiro N.M., 2005. The use of crustal higher modes to constrain crustal structure across Central Asia. *Geophysical Journal International*, 160, 961-972, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02535.x.
- Levshin A.L., Panza G.F., 2006. Caveats in multi-modal inversion of seismic surface wavefields. *Pure and Applied Geophysics*, 163, 1215-1233.
- Liaw L.J. And McEvilly T.V., 1979. Microseisms in geothermal exploration – studies in Grass Valley, Nevada. *Geophysics*, 44, 1097-1115.
- Love A.E.H., 1911. *Some problems of geodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Lowrie W., 2007. *Fundamentals of Geophysics*. 2nd edition, Cambridge University Press, 381 pp.
- Luo Y., Xia J., Liu J., Liu Q. and Xu S., 2007. Joint inversion of high-frequency surface waves with fundamental and higher modes. *Journal of Applied Geophysics*, 62(4), 375-384. doi: 10.1016/j.jappgeo.2007.02.004.
- Málek J., Horálek J. and Janský J., 2005. One-dimensional qP-wave velocity model of the upper crust for the West Bohemia/Vogtland Earthquake Swarm Region, *Studia Geophysica et Geodaetica*, 49, 501-524.
- Málek J., Růžek B. and Kolář, P., 2007. Isometric method: efficient tool for solving non-linear inverse problems. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 51, 469-490.
- Mari J.L., 1984. Estimation of static corrections for shear-wave profiling using the dispersion properties of Love waves. *Geophysics*, 49, 1169-1179.
- Marquardt D.W., 1963. An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, 2, 431-441.
- Masterlark T., Haney M., Dickinson H., Fournier T. and Searcy Ch., 2010. Rheologic and structural controls on the deformation of Okmok volcano, Alaska: FEMs, InSAR, and ambient noise tomography. *Journal of Geophysical Research*, 115, B02409, doi: 10.1029/2009JB006324.
- Matosi K.T. And Hiltunen D.R., 2004. Characterization of SASW phase angle and phase velocity uncertainty. *Geotechnical Testing Journal*, 27(2), 205-213.
- Maznev A.A. and Every A., 2009. Surface acoustic waves in a periodically patterned layered structure. *Journal of Applied Physics*, 106(11), 113531-1-1-8.
- McEvilly T.V., 1964. Central U.S. crust-upper mantle structure from Love and Rayleigh wave phase velocity inversion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54, 1997-2015.

- McMechan G.A. and Yedlin M.J., 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation. *Geophysics*, 46, 869-874.
- Meier T., Malischewsky P.G. and Neunhöfer H., 1997. Reflection and transmission of surface waves at a vertical discontinuity and imaging of lateral heterogeneity using reflected fundamental Rayleigh waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87, 1648-1661.
- Menke W., 1989. *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*. Academic Press. San Diego, 260 pp.
- Miller R.D., Xia J., Park C.B. and Ivanov J., 1999. Multichannel analysis of surface waves to map bedrock. *The Leading Edge* 18, 1392-1396.
- Mitchell B.J. and Herrmann R.B., 1979. Shear velocity structure in the eastern United States from the inversion of surface-wave group and phase velocities. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69, 1133- 1148.
- Mockart T.A., Herrmann R.B. and Russel R.D., 1988. Seismic velocity and Q model for the shallow structure of the Arabian shield from short-period Rayleigh waves. *Geophysics*, 54, 1379-1387.
- Moro G.D., Pipan M. and Gabrielli P., 2007. Rayleigh wave dispersion curve inversion via genetic algorithms and Marginal Posterior Probability Density estimation. *Journal of Applied Geophysics*, 61, 39-55, doi:10.1016/j.jappgeo.2006.04.002.
- Nazarian S., Stokoe K.H. and Hudson W.R., 1983. Use of spectral analysis of surface waves method for determination of moduli and thickness of pavement system. *Transportation Research Record* 930, 38-45.
- Nolet G. and Panza, 1976. Array analysis of seismic surface waves: Limits and possibilities. *Pure and Applied Geophysics*, 114(5), 775-790, doi: 10.1007/BF00875787.
- Nolet G., 1978. Simultaneous inversion of seismic data. *Geophysical Journal. Royal Astronomical Society*, 55, 679-691.
- Nolet G., 1987. *Waveform Tomography*. In: Nolet G. (editors), *Seismic Tomography*, Reidel, Dordrecht, The Netherlands, pp. 301- 322.
- Noponen I., 1966. Surface wave phase velocities in Finland. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 56, 1093-1104.
- Novotny O. and Pěč K., 1972. Notes on using numerical inversion of group velocities of Love waves on the Kuril Is. - Central Europe profile and the effective thickness of the Earth's crust. In: *Travaux Geophys.* 20, Praha, Academia 1974, 197-202.
- Novotný O., 1976. Methods of computing the partial derivatives of dispersion curves. *Pure and Applied Geophysics*, 114(5), 765-774, doi: 10.1007/BF00875786.
- Novotný O., 1983. Theoretical dispersion curves for the seismic profile Kašperské hory (Czechoslovakia) - Książ (Poland). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 27, 157-163.
- Novotný O., Proskuryakova T.A., Shilov A.V., 1995. Dispersion of Rayleigh waves along the Prague-Warsaw profile. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 39, 138-147.
- Novotný O., Burlako L.V. and Proskuryakova T.A., 1996. Modifications of the dispersion relations for surface waves in a layer on a half-space. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 40(2), 167-177, doi: 10.1007/BF02296356.
- Novotný O., Grad M., Lund C.E., Urban L., 1997. Verification of the lithospheric structure along profile Uppsala-Prague using surface wave dispersion. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 41, 15-28.
- Novotný O., 1999. *Seismic Surface Waves*. Salvador, CPGG, Universidade Federal da Bahia, 156 pp.
- Novotný O., Zahradník J., Tselentis G.A., 2001. Northwestern Turkey earthquakes and the crustal structure inferred from surface waves observed in western Greece. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91, 875-879.
- Okada H., 2003. *The microtremor survey method*. Geophysical monograph series, no 12., published by Society of Exploration Geophysicists (SEG), Tulsa, OK.
- Ohori M., Nobata A. and Wakamatsu K., 2002. A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6), 2323-2332.

- O'Neill A., Dentith M. and List R., 2003. Full-waveform P-SV reflectivity inversion of surface waves for shallow engineering applications. *Exploration Geophysics*, 34(3), 158-73. doi:10.1071/EG03158.
- Park C.B., Miller R.D. and Xia J., 1999. Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics* 64, 800-808.
- Park C.B., Miller R.D., Ryden N., Xia J. and Ivanov J., 2005. Combined Use of Active and Passive Surface Waves. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 10(3), 323-334.
- Park C.B., Miller R.D., Xia J., and Ivanov J., 2007. Multichannel analysis of surface waves (MASW)-active and passive methods. *The Leading Edge*, 26 (1), 60-64.
- Park C.B. and Miller R.D., 2008. Roadside passive multichannel analysis of surface waves (MASW). *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 13(1), 1-11.
- Pěč K. and Novotný O., 1976. Dispersion and amplitudes of Love waves for some models of the Earth's crust and mantle. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 20, 10-38.
- Pecorari C., 2001. Scattering of Rayleigh wave by a surface breaking cracks with faces in partial contact. *Wave Motion*, 33, 259-270.
- Plešinger A., Neunhöfer H. and Wielandt E., 1991. Crust and upper mantle structure of the Bohemian Massif from the dispersion of seismic surface waves. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 35, 184-195.
- Proskuryakova T.A., Novotný O. and Voronina E.V., 1981. Studies of the Earth's structure by the surface-wave method (Central Europe) (*Izuchenie stroeniya Zemli metodom poverkhnostnykh voln (Tsentral'naya Evropa)* (Nauka, Moscow 1981), 92 pp (in Russian)
- Raykova R.B. and Nikolova S.B., 2001. Anisotropy in the Earth's crust and uppermost mantle in the Balkan Peninsula and adjacent regions obtained from Rayleigh and Love surface waves. *Bulgarian Geophysical Journal*, 27, 3 - 20.
- Raykova R.B. and Nikolova S.B., 2003. Anisotropy in the Earth's crust and uppermost mantle in southeastern Europe obtained from Rayleigh and Love surface waves. *Journal of Applied Geophysics*, 54, 247- 256. doi: 10.1016/j.jappgeo.2002.11.001.
- Rayleigh J.W.S., 1885. On waves propagating along the plane surface of an elastic solid. *Proceedings London Mathematical Society*, 17, 4-11.
- Richart F.E., Hall J.R. and Woods R.D., 1970. Vibrations of soils and foundations. *Civil Engineering and Engineering Mechanics Series*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., pp. 414.
- Ritzwoller H.M. and Levshin A.L., 1998. Eurasian surface wave tomography: group velocities. *Journal of Geophysical Research*, 103, B3, 4839-4878.
- Ritzwoller M. H. and Levshin A. L., 2002. Estimating shallow shear velocities with marine multicomponent seismic data. *Geophysics*, 67, 1991-2004.
- Rix G.J. and Leipski E.A., 1991. Accuracy and resolution of surface wave inversion. In Bhatia S.K. and Blaney G.W. (Editors): *Recent advances in instrumentation, data acquisition and testing in soil dynamics*: American Society of Civil Engineers, 17-32.
- Rix G.J., Lai C.G. and Foti S., 2001. Simultaneous measurement of surface wave dispersion and attenuation curves. *Geotechnical Testing Journal*, ASTM24, 350-358.
- Rix G.J., 2005. Near-Surface Site Characterization Using Surface Waves. In: *Surface Waves in Geomechanics - Direct and Inverse Modelling for Soil and Rocks*, CSIM Lecture Notes (eds: C.G. Lai and K. Wilmanski), Springer-Verlag, Wien-New York, 1-46.
- Romanowicz B., 1981. Depth resolution of earthquakes in central Asia by moment tensor inversion of long-period Rayleigh waves: Effects of phase velocity variations across Eurasia and their calibration, *Journal of Geophysical Research*, 86, 5963-5984.
- Růžek B., Plomerová J. and Babuška V., 2012. Joint inversion of teleseismic P waveforms and surface-wave group velocities from ambient seismic noise in the Bohemian Massif. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 56(1), 107-140, doi: 10.1007/s11200-010-9089-7.
- Savarensky E., 1975. *Sejsmičeskije volny*. Mir, Moskva. Russia. 349 pp.
- Saltzer R.L., 2002. Upper mantle structure of the Kaapvaal craton from surface wave analysis - a second look. *Geophysical Research Letters*, 29, doi: 10.1029/2001GL013702.

- Schneider D. and Schwarz T., 1997. A photoacoustic method for characterising thin films. *Surface and Coatings Technology*, 91, 136–147.
- Schneider D., Schwarz T., Scheibe H.J. and Panzner M., 1997. Non-destructive evaluation of diamond and diamond-like carbon films by laser induced surface acoustic waves. *Thin Solid Films*, 295, 107–116.
- Schneider D., Hammer R. and Jurisch M., 1999. Non-destructive testing of damage layers in GaAs wafers by surface acoustic waves. *Semiconductor Science and Technology*, 14, 93–98.
- Shapiro N.M. and Ritzwoller M.H., 2002. Monte-Carlo inversion for a global shear velocity model of the crust and upper mantle. *Geophysical Journal International*, 151, 88–105.
- Shapiro N.M. and Campillo M., 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31, L07614.
- Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L. and Ritzwoller M.H., 2005. High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, 307, 1615–1618.
- Sheriff R.E. and Lloyd P.G., 1995. *Exploration seismology*. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press.
- Silveira G., Stutzmann E., Griot D.A., Montagner J.P. and Victor L.M., 1998. Anisotropic tomography of the Atlantic Ocean from Rayleigh surface waves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 106, 257–273.
- Snieder R., 1988a. Large-scale waveform inversions of surface waves for lateral heterogeneity 1. Theory and numerical examples. *Journal of Geophysical Research*, 93, 12055–12065.
- Snieder R., 1988b. Large-scale waveform inversions of surface waves for lateral heterogeneity 2. Application to surface waves in Europe and the Mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, 93, 12067–12080.
- Socco L. V. and Strobria C., 2004. Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial. *Near Surface Geophysics* 2(4), 165–185.
- Stange S. and Friederich W., 1993. Surface wave dispersion and upper mantle structure beneath southern Germany from joint inversion of network recorded teleseismic events. *Geophysical Research Letters*, 20 (21), 2375–2378.
- Stokoe II K.H., Wright S.G., Bay J.A. and Roesset, J.M., 1994. Characterization of geotechnical sites by SASW method. In: Woods, R.D. (Ed.), *Geophysical Characterization of Sites*, pp. 15– 25.
- Strobbia C. and Foti F., 2006. Multi-offset phase analysis of surface wave data (MOPA). *Journal of Applied Geophysics* 59, 300– 313. doi:10.1016/j.jappgeo.2005.10.009
- Tarantola A., 1987. *Inverse problem theory*. Elsevier Science B.V., Amsterdam.
- Tokimatsu K., Tamura S. and Kojima H., 1992. Effects of multiple modes on Rayleigh wave dispersion characteristics. *Journal of Geotechnical Engineering, American Society of Civil Engineering*, 118 (10), 1529–1543.
- Toksöz M.N., 1964. Microseisms and an attempted application to expoloration. *Geophysics*, 24(2), 154–177.
- Trampert J. and Woodhouse J.H., 1995. Global phase velocity maps of Love and Rayleigh waves between 40 and 150 s period. *Geophysical Journal International*, 122, 675–690.
- Udías A., 1999. *Principles of seismology*. 1st ed. Cambridge University Press, 475 pp.
- Velasco A.A., Ammon C.J., Farrell J. and Pankow K., 2004. Rupture directivity of the 3 November 2002 Denali Fault earthquake determined from surface waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 293–299.
- Viktorov I.A., 1967. *Rayleigh and Lanb waves: physical theory and applications*. Plenum Press, New York, 154 pp.
- Villasenor A., Ritzwoller M.H., Levshin A.L., Barmin M.P., Engdahl E.R., Spakman W. and Trampert J., 2001. Shear velocity structure of Central Eurasia from inversion of surface wave velocities. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 123, 169–184.
- Wathelet M., Jongmans D. and Ohrnberger M., 2004. Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics*, 2, 211–221.

- Wathelet M., 2008. An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters*, 35, L09301, doi:10.1029/2008GL033256.
- Wathelet M., Jongmans D., Ohrnberger M. and Bonnefoy-Claudet S., 2008. Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over Vs inversion. *Journal of Seismology*, 12, 1-19.
- Williams T.P. and Gucunski N., 1995. Neural networks for backcalculation of moduli from the SASW test. *Journal of Computing in Civil Engineering*, 9(1), 1-8.
- Woods R.D., 1968. Screening of surface waves in soils. *Journal of Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE* 94, 951-979.
- Xia J., Miller R.D. and Park C.B., 1999. Estimation of near-surface shear wave velocity by inversion of Rayleigh wave. *Geophysics*, 64(3), 691-700.
- Xia J., Miller R.D., Park C.B., Ivanov J., Tian G. and Chen C., 2004. Utilization of high-frequency Rayleigh waves in near-surface geophysics. *The Leading Edge*, 23, 753-759.
- Xia J., Miller R.D., Park C.B. and Tian G., 2003. Inversion of high frequency surface waves with fundamental and higher modes. *Journal of Applied Geophysics*, 52(1), 45-57.
- Yang Y., Ritzwoller M.H., Levshin A.L. and Shapiro N.M., 2007. Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophysical Journal International*, 168, 259-274.
- Yang Y., Shen W. and Ritzwoller M.H., 2011. Surface wave tomography on a large-scale seismic array combining ambient noise and teleseismic earthquake data. *Earth-Science Reviews*, 24, 55-64, doi:10.1007/s11589-011-0769-3.
- Yilmaz Ö., 1987. *Seismic data processing*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, USA. 526 pp.
- Yoshida Y. and Suetsugu D., 2004. Lithospheric thickness beneath the Pitcairn hot spot trail as inferred from Rayleigh wave dispersion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146, 75-85.
- Yoshizawa K. and Kennett B.L.N., 2002. Non-linear waveform inversion for surface waves with a neighborhood algorithm—application to multimode dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 149, 118-133.
- Zhang S.X. and Chan L.S., 2003. Possible effects of misidentified mode number on Rayleigh wave inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 53, 17-29.

9. PŘÍLOHY

Příloha 1 - Prohlášení spoluautorů upřesňující autorský podíl na jednotlivých publikacích

- Gaždová R. and Vilhelm J., 2011: DISECA – A Matlab code for dispersive waveform calculations. Computers and Geotechnics, 38(4), 526-531, doi:10.1016/j.compgeo.2011.03.001.

Autorský podíl (Gaždová R.): 80 %


.....
doc. RNDr. Jan Vilhelm, CSc.

- Gaždová R., Kolínský P., Málek J. and Vilhelm J., 2008: Shear wave velocities inferred from surface wave dispersion beneath the Příbram in the Czech Republic. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 5 (151), 247-255.

Autorský podíl (Gaždová R.): 70 %


.....
Mgr. Petr Kolínský Ph.D.

- Gaždová R., Kolínský P., Popova I. and Dimitrova L., 2011. Surface wave phase velocities between Bulgaria and the Czech Republic. EGRSE Journal, 2011/2, 16-23.

Autorský podíl (Gaždová R.): 70 %


.....
Mgr. Petr Kolínský Ph.D.

- Gaždová, R. and Vilhelm, J., 2006. Stanovení disperzní křivky z úderového a vibračního měření v mělkém seismickém průzkumu. Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, Řada stavební, č. 2 - 2006, ročník VI., 77-87.

Autorský podíl (Gaždová R.): 80 %


.....
doc. RNDr. Jan Vilhelm, CSc.

- Gaždová R., Kolínský P., Vilhelm J. and Valenta J.: Experimental verification of the resolution capabilities of surface waves within the shallow seismic survey. Rukopis.

Autorský podíl (Gaždová R.): 60 %


.....
doc. RNDr. Jan Vilhelm, CSc.

Příloha 2

Publikace 1:

Gaždová R. and Vilhelm J., 2011: DISECA - A Matlab code for dispersive waveform calculations. Computers and Geotechnics, 38(4), 526-531, doi:10.1016/j.compgeo.2011.03.001.



DISECA – A Matlab code for dispersive waveform calculations

R. Gaždová^{a,b,*}, J. Vilhelm^a

^a Charles University in Prague, Faculty of Science, Albertov 6, 12843 Prague, Czech Republic

^b Institute of Rock Structure and Mechanics, Academy of Sciences of the Czech Republic, v.v.i., V Holešovičkách 41, 182 09 Prague 8, Czech Republic

ARTICLE INFO

Article history:

Received 3 August 2010

Received in revised form 20 January 2011

Accepted 4 March 2011

Available online 31 March 2011

Keywords:

Velocity dispersion

Synthetic waveform

Seismic method

Surface wave

ABSTRACT

The propagation velocity of certain elastic waves (so-called surface waves) in vertically inhomogeneous materials is dispersive. The dispersion determination is however frequently ambiguous. To verify the signal analysis reliability and to estimate the dispersive character of the waves an algorithm for dispersive waveform calculation was designed. It is based on the summation of frequency components, with shifts corresponding to the velocity dispersion and distance. The knowledge of physical parameters of the medium is not required. The resulting waveform only contains an individual dispersive wave of the selected mode, thus being particularly suitable for testing of methodologies for dispersive wave analysis.

© 2011 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Velocity dispersion depends on the physical properties of the medium in which the waves propagate. Dispersion determination allows the non-destructive testing of materials. While it has already been used for a variety of purposes, this methodology is still a work in progress.

In seismology, we study the velocity propagation of elastic waves. In a homogeneous and infinite medium, elastic body waves propagate independent of their frequency. In a finite medium, with a free surface, surface waves emerge [1]. In contrast with body waves, the surface wave velocity is frequency-dependent. This property is called dispersion, and the dependence of the velocity on the frequency is known as the dispersion curve. The measured dispersion of the surface waves can be used to assess the structural velocity distribution in the layered medium, through which the waves propagate [2]. The dispersion curve is a 1-D characterization of the medium. In the following text, we will focus on one type of surface waves, called Rayleigh waves (named after Lord Rayleigh, who predicted their existence in 1885 [3]). The layered medium which quite often occurs near the ground surface, allows the Rayleigh waves to develop. In such cases, crystalline rocks (showing higher velocities) are frequently overlain by sub-horizontal layers of sediments (showing lower velocities). Surface waves are used in seismology mainly for determination of the shear wave velocity

model, they are appropriate for measurement of the lateral inhomogeneities and also for the determination of structure of seismic source (e.g. part 2 of the book of Keilis-Borok [4]). Review of surface wave application for environmental and engineering applications such as seismic site response assessment, evaluation of liquefaction potential, identification of soft layers, pavement system analysis and determination of soil damping can be found for example in [5,6].

Similar types of waves also arise in any spatially limited construction elements. For example, a wave propagating through a slab with a thickness comparable to the wavelength also shows velocity dispersion. Dispersion determination is commonly used in the building industry for the non-destructive testing of the elastic parameters of planar components, for estimation of plate thickness, and even for the determination of the natural frequencies of various structures [7,8]. Technically, the same analysis of dispersive surface waves, in the hundreds of MHz frequency range, is used for fatigue detection; for example, in the aerospace industry or for the testing of thin plasma-sprayed ceramic films [9–11].

Dispersive surface waves are interferential oscillations. That is why they change their properties, depending upon the circumstances of the exact location of measurement. This can even be caused by changes of the properties of the underlying materials, or by the variances of medium's discontinuities. In seismology, Keilis-Borok [4] noticed that nearly every seismogram presented some unexpected bias which complicated the signal analysis. Therefore, can we only design a proper method for dispersion determination after a detailed study of the particular dispersive wave measurements. In technical practice, where it is possible to standardize the measurement conditions, it is possible to design an automatic methodology of measurement and signal analysis. During the proposal and verification of the functionality of such measurements

* Corresponding author at: Charles University in Prague, Faculty of Science, Albertov 6, 12843 Prague, Czech Republic. Tel.: +420 266 009 345; fax: +420 284 680 105.

E-mail addresses: gazdova@irms.cas.cz (R. Gaždová), vilhelm@natur.cuni.cz (J. Vilhelm).

and analyses, it can be useful to numerically model the surface waves which we consequently will measure and analyze. This entails calculating a synthetic waveform of the requested mode for the surface wave. Different surface wave modes can be useful for different applications.

During the signal analysis, we can assume that the other modes of the surface wave, as well as the other types of body waves (reflected, refracted, scattered waves, etc.) are noise. This noise can strongly influence the accuracy of the surface wave analysis. Generally, arrival of two waves in nearly the same time can produce their interference in a certain time interval and this can cause problem with their individual identification and proper interpretation. In surface wave analysis we deal mainly with superposition of different surface wave modes. Different modes of propagation of surface waves can exist at the same frequency, having different distributions of the particle displacements, different energy and also having different propagation velocities [1]. Interference of two neighboring modes can cause problems with their separation and subsequent interpretation. These problems are discussed for example by Levshin and Panza [12]. The problem of surface wave separation is also related to the acquisition array (see e.g. [5]).

Here, in the presented paper, we introduce an algorithm for the calculation of such surface wave synthetic waveforms. We describe the DISECA program (DISECA means DIspersion SEismogram Calculation), which is an implementation of this algorithm in the MATLAB environment. We demonstrate the applicability of the DISECA program on two examples. The first presents a shallow seismic survey measurement. We verify the proposed algorithm using several different analysis methods. The second example presents the computation of a synthetic regional earthquake waveform. These demonstrate the possibility of using the DISECA program in further ranges of frequencies and distances.

The code is freely available for download at the author's website (<http://www.irsrm.cas.cz/~gazdova>).

2. Dispersion of the surface wave in geophysics

When performing a seismic survey of a shallow medium, we recorded wave motion which was excited by the setting off a blast or a sledge hammer blow on the ground surface. The recorded wave motion is a complex combination of different types of waves, propagating directly from the source to the receiver or by reflection from velocity boundaries, after passing through multiple layers at depth or in the form of dispersive surface waves. We use all of these wave types to identify the structure of the medium. In the case of surface waves, the most common analysis consists of a determination of the dispersion curve. This entails our separating the surface waves from the complex wave motion recording. We determine the velocity of the surface wave's individual frequency components (so-called dispersion curve). Surface waves consist of multiple modes, which correspond to different interference patterns. The individual modes have their own dispersion curves. When we speak about dispersion it is important to notice, that there are two types of wave dispersion – geometrical and internal dispersion. In this contribution we deal mainly with geometrical dispersion. Geometrical dispersion is caused by interference of waves in vertically inhomogeneous medium. Another type of dispersion is internal dispersion (so-called material dispersion) which is connected with internal structure of the medium. The latter dispersion is caused by attenuation of waves during their propagation through real materials. Internal dispersion is usually weaker than geometrical dispersion. The theory of intrinsic attenuation (so called intrinsic friction) and internal dispersion is described in detail in [1]. Besides the dispersion analysis there are also other methods for surface wave analyzes – e.g. full waveform inversion [13–16].

Amplitude of surface wave is proportional to its energy density. The energy of the surface waves diverges only in two dimensions and spreads on cylindrical wavefronts (whereas the energy of the body waves diverges in three dimensions). It follows that geometric attenuation is much lower than that of body waves. Surface waves acquire a continually increasing predominance at a greater distance from the source [1]. The theory of surface waves can be found in the book authored by Keilis-Borok [4].

There exist various methods for the determination of the dispersion curve. In this paper, we use three analysis methods, based on different approaches to verifying the synthetic waveforms, computed by using the DISECA program. One of the analysis methods is the Spectral Analysis of Surface Waves (SASW [17]). This method relies on analyzing the phase information of the cross-power spectrum of waveforms, recorded by a pair of receivers at two different points along the profile. Another method is Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW [18,19]). This method is based on the analysis of a multichannel record by means of swept-frequency format. The MASW method is available e.g. as SurfSeis code from the Kansas Geological Survey. Both of the above techniques are designed to determine the phase velocity dispersion. Another approach is used by the SVAL program [20]. With SVAL, variable width Gaussian filters are used for weighting the spectrum at many central frequencies. The filtered spectra are then transformed back to the time domain, and we obtain a set of harmonic components of the original record. Using this single record, the group velocity dispersion can be estimated. The phase velocity can be estimated by correlating the wavegroups corresponding to the same frequency, recorded by two receivers.

To test the operability of the above-mentioned interpretation programs, we decided to prepare and utilize an algorithm for computing a synthetic waveform of a purely dispersive wave, prior to their application to measured field data.

The dispersive surface waveform can be computed using several algorithms. Most of them compute a complete waveform from the known parameters of the given medium. The majority of these methods are based on solving the wave equation. The finite difference (e.g. [21]) and finite element methods (e.g. [22]), the reflectivity method [23,24], or the discrete wave number method of Bouchon [25] are among the most predominantly used. Another method for surface wave modeling is the modal coupling method [26]. All these approaches compute complete seismograms. They include, for example, the direct body wave from the source, the waves reflected from seismic boundaries, as well as the surface waves of different modes, all in one record. Individual waves can potentially interfere with one another, which is a limitation of proposed approach. All of these computation methods have certain limitations. For example, the density of computed network points may suggest the dimensions of the thinnest layer, time step of computing procedure limits the highest wave frequency, etc. Another disadvantage of all of the above-mentioned methods is that they are time-consuming.

On the other hand, with the DISECA program, we chose an approach which computes the synthetic seismogram of a single mode dispersive wave without interference with other waves, and with an exactly-defined dispersion curve, even over a very wide range of frequencies. For example, such a wide range of frequencies is important for surface wave analysis in a shallow seismic survey. This is because we often need to get information on a medium which spans depths from tens of centimeters to tens of meters.

3. DISECA code

We have configured the DISECA program to enable calculation of a simplified waveform, based on a given dispersion curve $v(f)$,

where v is phase velocity and f is frequency. The dispersion curve can represent an arbitrary mode of any dispersive wave. The individual waveform is calculated at a given distance from the seismic source. This waveform is evaluated as the sum of wavelets (impulses) with different frequencies, shifted (delayed) in time, according to their phase velocity for the given source–receiver distance.

For each frequency (i.e., for every point of the utilized portion of the dispersion curve $v_i = v(f_i)$) the impulse F is evaluated according to the formula:

$$F(t, f_i) = a_0 e^{-\beta t} \sin(2\pi f_i t) \quad (1)$$

where a_0 is amplitude, β is damping coefficient, f_i is frequency, and t is time. This formulation is both simple and widely used in seismology. The damping coefficient β represent decrease of the individual frequency component in amplitude with time and is connected with attenuation of seismic waves [27]. The damping coefficient β can be chosen as constant, linearly dependent on the time t , or with some more specific dependence on time. It can also be chosen as frequency-dependent (for example higher frequencies can have higher damping coefficient than the lower ones, see e.g. [28–30]). These choices can strongly affect the shape of the resulting waveform, and can be used to adjust the fit of the measured data in greater detail. The amplitude a_0 represents the amplitude of the individual frequency component. The DISECA program allows us to use different values of amplitude for each frequency component.

A single synthetic waveform $S(t, x)$ at the distance x from the source is performed by summation of all of the above impulses, shifted in time according to their propagation times (delay times):

$$\begin{aligned} S(t, x) &= \sum_{i=1}^n F\left(t + \frac{x}{v(f_i)}\right) \\ &= \sum_{i=1}^n a_0 e^{-\beta\left(t + \frac{x}{v(f_i)}\right)} \sin\left(2\pi f_i\left(t + \frac{x}{v(f_i)}\right)\right) \end{aligned} \quad (2)$$

where n denotes the number of points from the utilized portion of the dispersion curve $v_i = v(f_i)$. Each individual impulse can have its individual value of damping coefficient β and individual amplitude a_0 . The effect of geometrical spreading, that represents the decrease of the energy with distance, can be also modeled, by adding the offset-dependent amplitude for each offset x to the synthetic waveform $S(t, x)$. But this effect is visible only when we did not use the normalization for graphical representation of the results.

The input of the DISECA program is the dispersion curve $v(f)$, and consequently the resulting waveform corresponds to a 1-D medium. We can either use the theoretical or the measured dispersion curve. The dispersion curve corresponds to the layered medium, and is independent of the source to receiver distance. If we want to design a synthetic waveform similar to the measured one, it is important to use the appropriate portion of the dispersion curve. The maximum wavelength (low-frequency) used must be less than the maximal source–receiver distance. The frequency component, which corresponds to wavelengths longer than the maximal offset, is undetectable. At the minimum wavelength (high-frequency) range, it is optimal to exclude the flat part of the dispersion curve. In this range, the velocity does not depend on the frequency, and the surface wave is no more dispersive. The frequency range of the actual measurement is also limited by the source frequency range, by the transfer function of the medium, as well as by the limited frequency response of the receiver. It is in agreement with suggestions for the optimal offsets described in e.g. [5,18,31,32].

We applied the algorithm above into the MATLAB program DISECA. The use of MATLAB enables us to save the waveforms as a time–distance matrix; which is simple, transparent, and can be

easily converted into standardized formats. It is also very useful for further use within other commercially available software. The calculation of the waveform is very fast. For example, the waveform that belongs to a 150 point dispersion curve and time–distance matrix of 1000×50 samples can be computed in a few seconds on a standard PC (Intel Core2Duo E7200, 3 GB RAM, 250 GB HDD). A similar computation by the method of finite elements usually lasts several hours, depending on the complexity of the structural model.

The selected approach ensures that the model waveform reproduces exactly the dependence of the phase velocity upon the frequency. It cannot, however, be used to determine the dynamic characteristics (amplitude) of the dispersive wave. This does not represent a significant limitation (e.g. in a shallow seismic survey), because the non-homogeneous near-surface medium does not permit a reliable and repetitive field measurement of the dynamic wave characteristics. Nevertheless, in those cases where the amplitudes of the individual frequency components are available, we can use them for a weighted summation of the seismic impulses. This procedure ensures that the synthetic waveform has realistic dynamic properties. For the computation of the dispersion curve using a 1-D layered model with program VDISP [33], we can determine the amplitude response of each individual frequency component. Amplitude response, by means of VDISP program [33], represents the ability of the medium to transmit surface wave of certain frequency and is derived from the work of Harkrider [34].

The main advantage of our approach is the possibility of rapid computation of the surface waveform without any knowledge of the medium parameters.

4. Examples

In the first example given below, we illustrate the use of the DISECA program for waveform computation in the case of a shallow seismic survey. As an input, we used the measured phase velocity dispersion curve from the field seismic measurements in a locality planned for a future railway tunnel in the Czech Republic, within granite rock. The second example illustrates the application of the DISECA program for the computation of a regional synthetic earthquake record.

4.1. Example 1 – using the DISECA program in a shallow seismic survey (compared with the measured data)

Based on the analysis of profile measurements, using body and surface waves, a 1-D structural model of the medium was determined. Based on this structural model, a 1-D velocity model containing P and S wave velocity distribution with depth was designed (Fig. 1). Using the VDISP program [33], for this velocity model, we computed the Rayleigh wave phase velocity dispersion curves of the fundamental and the next two higher modes (Fig. 2). The VDISP program can be used to compute the dispersion curves of both phase and group velocity of a surface waves in the layered medium. The algorithm of the VDISP program is based on modified Thomson–Haskell's matrices for Rayleigh waves. Rayleigh waves theoretical dispersion curve of the fundamental mode, shown in Fig. 2 (violet¹ line), shows good agreement with the dispersion curve determined from the measured data using the SurfSeis program (bold green line). The measured dispersion curve is limited to the frequency interval of 20–63 Hz. In this case, a sledge hammer blow on a plate was used as the seismic source. The higher frequency components were dampened in the covering layer

¹ For interpretation of color in Figs. 1–3 and 6, the reader is referred to the web version of this article.

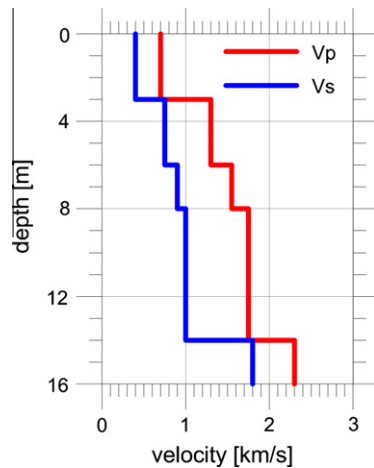


Fig. 1. 1-D velocity model of the medium, corresponding to the test site. The red line represents the velocity of the P wave (V_p); the blue line represents the velocity of the S wave – shear wave velocity (V_s).

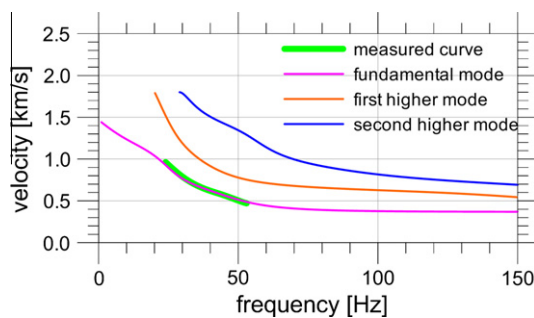


Fig. 2. Theoretical and measured phase velocity dispersion curves of the Rayleigh wave. Theoretical dispersion curves are computed with the VDISP program [22], based upon the model parameters in Fig. 1.

(approx. 3 m thick) formed by loam.

To compute a seismogram comparable with the measured seismic records, only the frequency-limited portion of the theoretical dispersion curve (see Fig. 2, frequency interval 20–63 Hz) was used as the DISECA program input. The synthetic waveforms computed by the DISECA program are shown in Fig. 3, where for comparison, the measured records which correspond to identical distances between the seismic source and receivers are also depicted. The

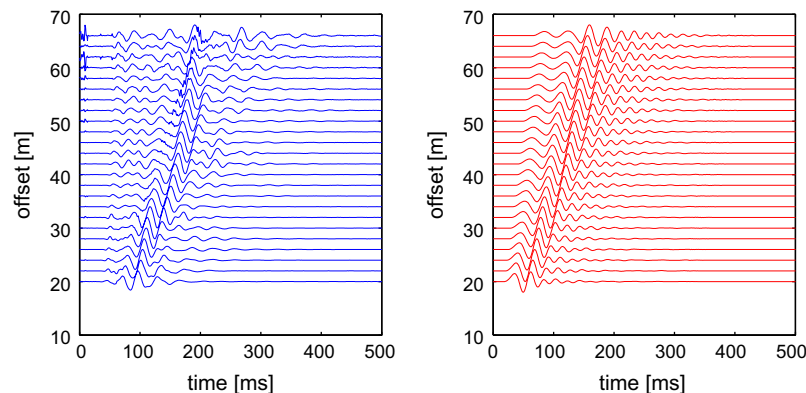


Fig. 3. Comparison of the complete measured waveform (left plot, blue line) with the synthetic waveform which is only represented by the dispersive surface waves (right plot, red line). For the synthetic calculation, the theoretical dispersion curve of the fundamental mode (from Fig. 2) was used, limited to the frequency range of 20–63 Hz. The damping coefficient was set to be linearly increasing with frequency. The individual synthetic waveforms are normalized to their maximum values.

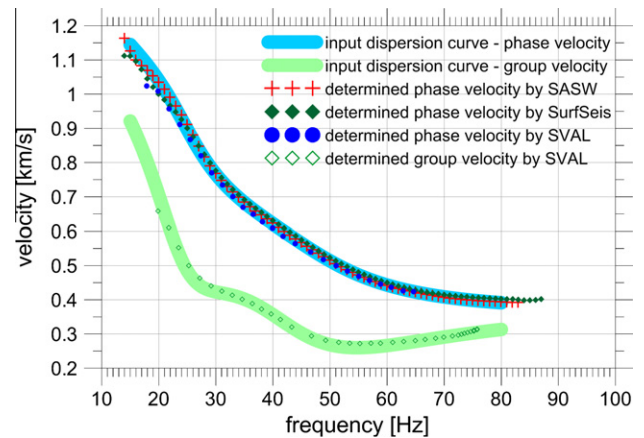


Fig. 4. A demonstration of the dispersive properties of synthetic waveforms, calculated by using the DISECA program. Based upon the theoretical phase velocity dispersion curve (VDISP program) of Rayleigh waves, corresponding to the velocity model from Fig. 1, the full-frequency range waveforms are computed by the DISECA program. The surface wave analysis and dispersion curve determination provided by three programs (SASW, SurfSeis, and SVAL) confirms the dispersive properties of the synthetic waveforms.

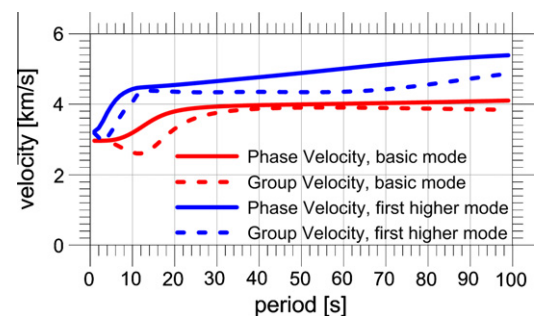


Fig. 5. Theoretical dispersion curves of the phase and group velocities of the Rayleigh wave for the PREM model with crustal portion [23]. Theoretical dispersion curves were computed using the VDISP program [22].

synthetic waveforms contain only surface waves, and do not include any amplitude characteristics.

The properties of the synthetic waveforms obtained by the DISECA program were verified by the surface wave analysis of these waveforms. The dispersion curves were determined by the three basic methods mentioned above (SASW, SurfSeis and SVAL pro-

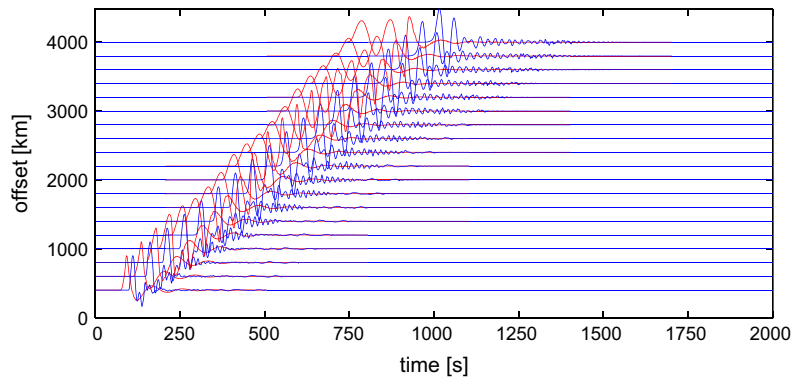


Fig. 6. Synthetic waveforms of the Rayleigh waves for the PREM model; the blue line represents the fundamental mode, and the red line represents the first higher mode. The individual synthetic waveforms are normalized to their maximum values.

gram). The results are presented in Fig. 4, where the good agreement between the theoretical (thick lines) and measured dispersion curves (represented by different symbol lines) is obvious. The dispersive surface waves can not only be characterized by the phase velocity (the velocity at which the phase of each frequency component of the wave propagates), but also by the group velocity. The group velocity is the velocity at which the envelope (energy) of the wave propagates through the medium. The comparison in Fig. 4 shows that the synthetic waveforms computed using the DISECA program can also be used for the determination of the group velocity dispersion curve.

4.2. Example 2 – use of DISECA in regional seismology

In the second example, we calculated the synthetic waveforms which cover the distances and frequency range commonly used in regional seismology. Additionally, we show the difference between the fundamental and the first higher mode wavegroups for the PREM (Preliminary Reference Earth Model) model [35]. The PREM model is one of the most widely used 1-D models for Earth seismic velocities. Based upon the PREM model's structural parameters, including the crustal portion, we calculated the phase velocity dispersion curve of the fundamental and the first higher modes of the Rayleigh surface waves, using the VDISP program [33]. For the synthetic calculation, using the DISECA program, we used dispersion curve of phase velocity in the period range of 4–100 s (0.01–0.25 Hz), see Fig. 5. For the better illustration, the group velocity dispersion curves for both surface wave modes are represented in Fig. 5 too. Used frequency range can be recorded by a majority of seismometers currently in use around the world. The calculated synthetic waveforms of the fundamental (blue line) and the first higher (red line) modes are shown in Fig. 6.

5. Discussion

The proposed algorithm was based on its practical application in regional seismology as well as in a shallow seismic survey. However, the general formulation of the algorithm is universal, and additionally considers the DISECA program for the possibility of use in non-destructive materials testing. In contrast to the methods for numerical calculations of the wavefield, using the wave equation solution, the DISECA program is computationally modest and its applicability is not limited by the frequency range. This is very significant, because the algorithm can uniformly work from the range of regional seismic frequencies (fractions of a Hz) to the frequencies in the range of hundreds of MHz (which are used in the studies of composites or plasma-sprayed films).

Synthetic waveforms computed by DISECA program are strongly influenced by value of damping coefficient. In our examples we use frequency depended values (higher frequencies have higher damping coefficient lower ones), to reach the waveforms similar to the observed ones. But generally we can use this quantity also for modeling internal dispersion.

It is possible for the computation of an individual mode waveform of surface waves to be compared to the computation of the individual ray of the individual waves. The ray methods [36] for the spreading of elastic waves are widely used in cases where it is necessary to verify certain properties for specific wavegroups. On the other hand, synthetic seismograms of the full waveforms are useful for a direct comparison with the set of complete measurement records. But these full-waveform synthetics (calculated by e.g. mode coupling method) are not perfectly suitable for the testing of the kinematic properties of individual wavegroups. From this perspective, we consider the DISECA algorithm to be original. Its main utilization is the testing of methodologies for dispersive wave analysis.

6. Conclusion

The DISECA program, designed to compute synthetic dispersive waveforms from the given phase velocity dispersion curve, was developed and tested. The algorithm is based on the summation of the particular seismic impulses corresponding to particular dispersion curve points, and to a given distance from the seismic source. It was demonstrated that the synthetic waveforms showed the required velocity dispersion.

The DISECA program can be used in all applications where waveforms with velocity dispersion occur. Synthetic computation allows one to reliably differentiate the particular surface wave modes, and it can be used to test the algorithms for the extraction of dispersion curves, both of the phase and group velocities from the measured seismograms.

Acknowledgements

This research was supported by the Grant Agency of Charles University, Prague, Czech Republic under Grant No. 236/2006/B-GEO/PrF; by the Ministry of Education of the Czech Republic (MSM0021620855); by the Grant Agency of the Academy of Sciences of the Czech Republic under Grant No. A300460705, as well as by Project A VOZ30460519.

References

- [1] Aki K, Richards PG. Quantitative seismology. 2nd ed. University Science Books; 2002.

- [2] Udías A. Principles of seismology. 1st ed. Cambridge University Press; 1999.
- [3] Lord Rayleigh JWS. On waves propagated along the plane surface of an elastic solid. *Proc Lond Math Soc* 1885;17:4–11.
- [4] Keilis-Borok VI, editor. Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous earth. Series: modern approaches in geophysics, vol. 9. Kluwer Academic Publishers; 1989.
- [5] Socco LV, Strobba C. Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial. *Near Surf Geophys* 2004;2(4):165–85.
- [6] Xia J, Miller RD, Park CB, Ivanov J, Tian G, Chen C. Utilization of high-frequency Rayleigh waves in near-surface geophysics. *Lead Edge* 2004;23:753–9.
- [7] Schneider D, Hammer R, Jurisch M. Non-destructive testing of damage layers in GaAs wafers by surface acoustic waves. *Semicond Sci Technol* 1999;14:93–8.
- [8] Cho YS, Lin FB. Spectral analysis of surface wave response of multi-layer thin cement mortar slab structures with finite thickness. *NDT&E Int* 2001;34:115–22.
- [9] Schneider D, Schwarz T, Scheibe HJ, Panzner M. Non-destructive evaluation of diamond and diamond-like carbon films by laser induced surface acoustic waves. *Thin Solid Films* 1997;295:107–16.
- [10] Schneider D, Schwarz T. A photoacoustic method for characterising thin films. *Surf Coat Technol* 1997;91:136–47.
- [11] Maznev AA, Every A. Surface acoustic waves in a periodically patterned layered structure. *J Appl Phys* 2009;106(11):113531-1–1–8.
- [12] Levshin AL, Panza GF. Caveats in multi-modal inversion of seismic surface wavefields. *Pure Appl Geophys* 2006;163:1215–33.
- [13] Tarantola A. Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation. *Geophysics* 1984;49(8):1259–66.
- [14] Lee KH, Kim HJ. Source-independent full-waveform inversion of seismic data. *Geophysics* 2003;68(6):2010–5.
- [15] Fichtner A, Kennett BLN, Igel H, Bunge HP. Theoretical background for continental- and global-scale full-waveform inversion in the time–frequency domain. *Geophys J Int* 2008;175:665–85.
- [16] Plessix RE. Introduction: towards a full waveform inversion. *Geophys Prospect* 2008;56:761–3.
- [17] Nazarian S, Stokoe II KH, Hudson WR. Use of spectral analysis of surface waves method for determination of moduli and thicknesses of pavement systems. *Transport Res Board No. 930* 1983:38–45.
- [18] Park CB, Miller RD, Xia J. Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics* 1999;64(3):800–8.
- [19] Xia J, Miller RD, Park CB. Estimation of near-surface shear wave velocity by inversion of Rayleigh wave. *Geophysics* 1999;64(3):691–700.
- [20] Kolínský P. Surface wave dispersion curves of Eurasian earthquakes: the SVAL program. *Acta Geodynam Geomater* 2004;134:165–85.
- [21] Moczo P, Robertsson JOA, Eisner L. The finite-difference time-domain method for modeling of seismic wave propagation. In: Wu RS, Maupin V, editors. Dmowska R, series editor. *Advances in geophysics, advances in wave propagation in heterogeneous earth*. vol. 48. Elsevier; 2007. p. 421–516..
- [22] Smith WD. The application of finite-element analysis to body wave propagation problems. *Geophys J Roy Astron Soc* 1975;42:747–68.
- [23] Fuchs K, Müller G. Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations. *Geophys J Roy Astron Soc* 1971;23:417–33.
- [24] O'Neill A, Dentith M, List R. Full-waveform P-SV reflectivity inversion of surface waves for shallow engineering applications. *Explor Geophys* 2003;34:158–73.
- [25] Bouchon M. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bull Seismol Soc Am* 1981;71:959–71.
- [26] Maupin V. Introduction to mode coupling methods for surface waves. In: Wu RS, Maupin V, editors. Dmowska R, series editor. *Advances in geophysics. Advances in wave propagation in heterogeneous earth*. vol. 48. Elsevier; 2007. p. 127–55.
- [27] Sheriff RE, Lloyd PG. *Exploration seismology*. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press; 1995.
- [28] Lai CG, Rix GJ, Foti S, Roma V. Simultaneous measurement and inversion of surface wave dispersion and attenuation curves. *Soil Dynam Earthquake Eng* 2002;22:923–30.
- [29] Ursin B, Toverud T. Comparison of seismic dispersion and attenuation models. *Stud Geophys Geod* 2002;46(2):293–320.
- [30] Lekić V, Matas J, Panning M, Romanowicz B. Measurement and implications of frequency dependence of attenuation. *Earth Planet Sci Lett* 2009;282:285–93.
- [31] Zhang SX, Chan LS, Xia J. The selection of field acquisition parameters for dispersion images from multichannel surface wave data. *Pure Appl Geophys* 2004;161:185–201.
- [32] Bodet L, Abraham O, Clorennec D. Near-offset effects on Rayleigh-wave dispersion measurements: physical modeling. *J Appl Geophys* 2009;68:95–103.
- [33] Proskuryakova TA, Novotný O, Voronina EV. Studies of the Earth's structure by the surfacewave method (Central Europe) (Izucheniye stroeniya Zemli metodom poverkhnostnykh voln (Tsentral'naya Evropa). 1st ed. Moscow: Nauka; 1981 [in Russian].
- [34] Harkrider DG. Surface waves in multilayered elastic media. Part II. Higher mode spectra and spectral ratios from point sources in plane layered Earth models. *Bull Seismol Soc Am* 1970;60:1937–87.
- [35] Dziewonski AM, Anderson DL. Preliminary reference earth model (PREM). *Phys Earth Planet Interiors* 1981;25:297–356.
- [36] Červený V. *Seismic ray theory*. 1st ed. Cambridge: Cambridge University Press; 2001.

Příloha 3

Publikace 2:

Gaždová R., Kolínský P., Málek J. and Vilhelm J., 2008: Shear wave velocities inferred from surface wave dispersion beneath the Příbram array in the Czech Republic. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 5 (151), 247-255.

SHEAR WAVE VELOCITIES INFERRED FROM SURFACE WAVE DISPERSION BENEATH THE PŘÍBRAM ARRAY IN THE CZECH REPUBLIC

Renata GAŽDOVÁ ^{1,2)}*, Petr KOLÍNSKÝ ¹⁾, Jiří MÁLEK ¹⁾ and Jan VILHELM ²⁾

¹⁾ *Institute of Rock Structure and Mechanics, Academy of Sciences of the Czech Republic, v.v.i.,
V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8, Czech Republic.*

²⁾ *Charles University in Prague, Faculty of Science, Institute of Hydrogeology, Engineering Geology and
Applied Geophysics, Albertov 6, 128 43 Praha 2, Czech Republic*

*Corresponding author's e-mail: gazdova@irms.cas.cz

(Received May 2008, accepted July 2008)

ABSTRACT

Rayleigh waves in the period range 0.2 – 3.0 s from eight quarry blasts are analyzed to obtain S-wave velocity model beneath the Příbram seven-station array in the Czech Republic. Locations and origin times of blasts are estimated using P- and S-wave onsets and then verified at the quarry in the vicinity of the location. This blind test confirms a sufficient precision of the location procedure for identification of quarries. Epicentral distances are in the range from 16 to 52 km. Group velocity dispersion curves of Rayleigh waves are determined by the frequency-time analysis. An average group velocity beneath the array for each period is computed with the help of mean travel-time curve for all blasts and stations. The resultant group velocity dispersion curve is inverted to obtain a 1-D S-wave velocity model using the Isometric method. The results are compared with known geological structure in the area of interest.

KEYWORDS: surface waves, frequency-time analysis, group velocity, dispersion, shear wave velocity, seismic array

1. INTRODUCTION

Příbram region is a historical mining area. Silver and polymetallic ore was excavated here for several centuries. In the 1950's and 1960's an intensive mining of uranium ore took place near Příbram at the contact of the Central Bohemian Pluton and Barrandian metamorphic rocks (mainly siltstones, shales and wackes). The mining openings reached a depth over 2 km. After decline of mining, underground gas storage of cavern type was built at a depth of 950 m in the granitic rocks of the Pluton.

Quarry blasts are intensive sources of short-period surface waves. There is a relatively dense network of quarries in the Central Bohemia around the local Příbram seismic array (Málek and Žanda, 2004). The seismic array was deployed for monitoring of seismicity induced by Příbram-Háje gas storage. Příbram array has been operating since August 1998 and it is situated around the gas storage.

This paper develops a new approach in processing of Rayleigh waves recorded by the local seismic array using blasts from surrounding quarries. This method is based on the averaging of group velocities for each period from all travel-time curves available. From this procedure we obtain an average dispersion curve for gas storage zone (GS average dispersion curve). The velocity model down to a depth of about two kilometers is inverted from the average group velocity dispersion curve of Rayleigh waves. This model of gas storage zone (GS model) is compared with the model of broader area of Central

Bohemian Pluton (BP model) inverted from the average dispersion curve from the granitic area of the Pluton (BP average dispersion curve).

2. DATA

The Příbram array consists of seven three component digital seismic stations equipped with Guralp CMG-40T sensors and RUP2004 acquisition system (Štrunc and Brož, 2004). All seismometers are situated on a surface with a flat topography. An average altitude is about 560 m above sea level. Sampling frequency of all the stations is 100 Hz.

During the operation of the Příbram array several hundreds of quarry blasts a year are registered. Blasts from eight different quarries with clear surface waves were selected in the period from July 2007 to February 2008. They have epicentral distances up to 52 km and provide sufficient azimuthal coverage, see Fig. 1. The geographical coordinates of quarries and origin times of blasts were first estimated as a blind test using P- and S-wave onsets. We assumed homogeneous velocity model. P-wave arrivals are detected from the vertical component and are mostly well recognizable. S-wave arrivals are detected on the horizontal components. They are often hidden in P-wave coda and hence the S-wave times are less accurate than the P-wave ones. The errors of P- and S-wave arrivals are typically 20 ms (2 samples) and 40 ms (4 samples), respectively.

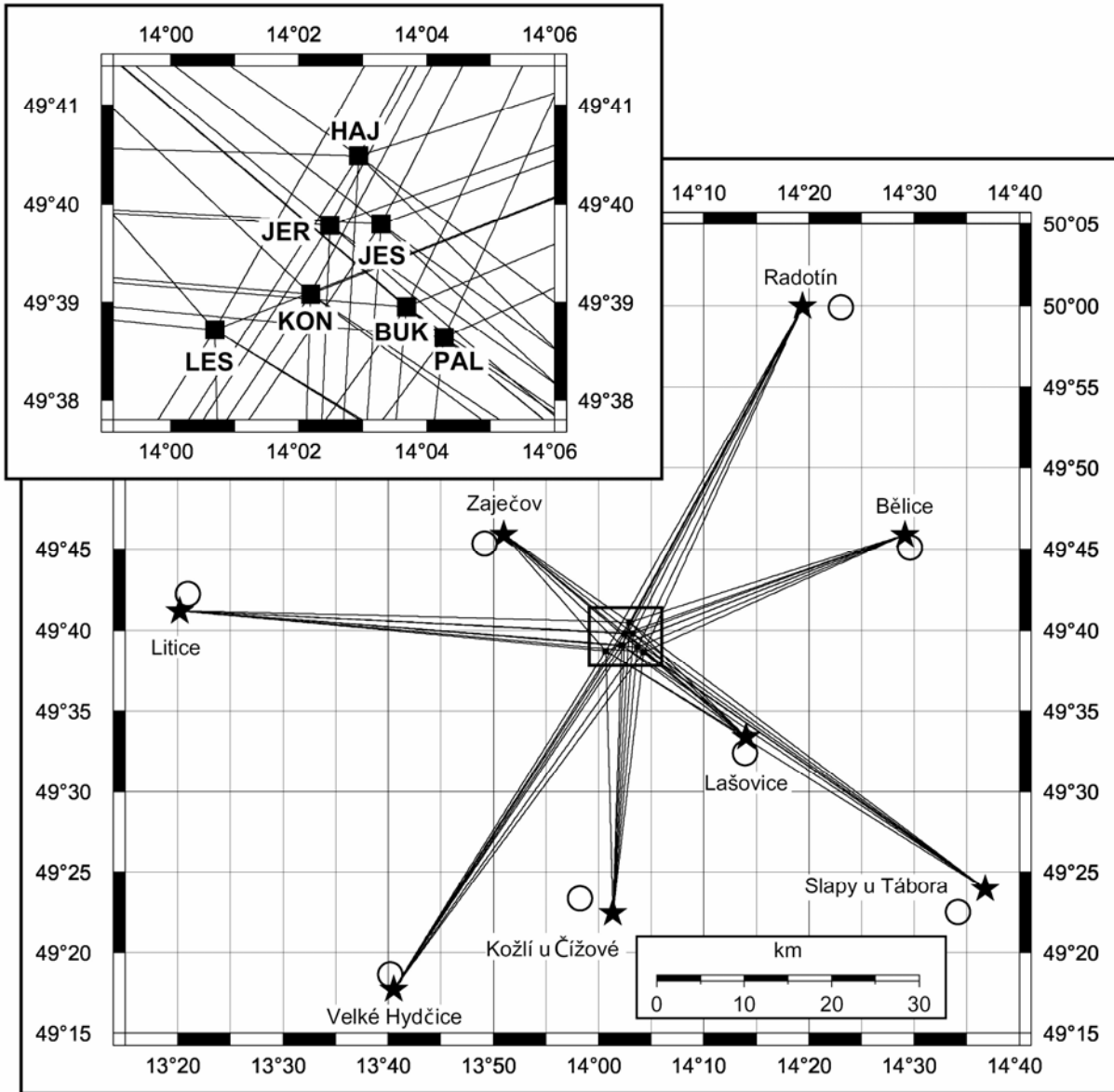


Fig. 1 Map of the seismic stations and used quarry blasts. Stars denote true coordinates of blasts, circles represent computed locations. Seismic stations are represented by squares. Seismic rays are drawn as lines between stations and quarries. Upper insert shows the detail of the Příbram seismic array.

The localization was done in two steps. First, horizontal components of the P-wave slowness vector \mathbf{p} were calculated. As both quarry blasts and stations are situated on the surface and homogeneous model is used, vertical component is zero. Plane wave approximation is considered. The slowness vector $\mathbf{p} = (p_1, p_2)$ can be calculated from the system of linear equations,

$$\sum_{i=1}^2 \Delta X_{ji} p_i = \Delta t_j, \quad j = 2 \dots 7, \quad (1)$$

where j is the station index. The stations are indexed according to their P-wave arrivals. The first station, which serves as the reference station, is the nearest

station to the epicenter. ΔX_j is a position vector between j -th and the 1-st station and Δt_j is a P-wave time difference between j -th and the 1-st station. Equation (1) represents an overdetermined problem. The optimal solution in L_2 norm is obtained by Gaussian method (Tarantola, 1987).

The direction of vector \mathbf{p} determines a backazimuth from the station to the source. Absolute value of the slowness vector determines apparent slowness of P-wave along the surface.

In the second step, epicentral distance is calculated from time differences between P- and S-waves. The epicentral distance R from the particular blast n to the central point of the array is estimated according to the formula:

$$R_n = \frac{v_P(t_S^n - t_P^n)}{k-1} \quad (2)$$

where t_P is the arrival of P-wave, t_S is the arrival of S-wave, v_P is the velocity of P-wave and k is a v_P/v_S ratio.

This method gives only an approximate solution, as the real velocity distribution differs significantly from the homogeneous model. In our case we assumed homogeneous velocity model with v_P of 6.0 km/s and v_S of 3.5 km/s. Subsequently, the nearest quarries were found on the map for the calculated coordinates. The information about the blasts and their exact coordinates were verified directly by the staff of these quarries. Resulting map of the seismic stations and used quarries is shown in Fig. 1. The verified coordinates of the blasts were used for further surface wave processing and interpretation.

The origin time is determined according to a simple formula:

$$t_0 = t_P - \frac{R}{v_P}. \quad (3)$$

In the case of quarry Lašovice the origin time of the shot have been accurately measured by a technique specially developed for this purpose. Special seismometers BR3 (Brož, 2000) were installed at a distance of tens of meters from the shot to extrapolate the origin time with an accuracy of about 5 ms. For Lašovice shot an accuracy of the above computed origin time was tested. Difference between the computed origin time and the measured one is 0.125 s. The travel time of surface waves was from 5.3 to 8.2 s for periods from 2.4 to 0.3 s. That means that the relative error in the group velocity determination varies from the 1.52 % for the shortest period to the 2.36 % for the longest period. This error however affects only determination of group velocities from the source to the stations. For determination of group velocities between the stations only time differences are important and origin time does not enter computations, see below.

Altogether, eight blasts measured at seven stations were used in this study. These 56 seismograms were analyzed using the frequency-time analysis to obtain group velocity dispersion curves.

Usually the first step in the analysis of surface waves is an introduction of instrumental correction. However, for calculation of the GS model only time differences are used, hence the instrumental phase shifts are compensated (all stations are expected to be identical). Also in the case of calculation of the BP model the instrumental corrections can be neglected. Maximum error caused by the instrumental correction is only 0.01 km/s for the period of 2.4 second. For shorter periods this error is even smaller. This value can be neglected with respect to the accuracy of determination of the origin time.

In the present paper we deal with Rayleigh waves and we use only the vertical component of the seismograms.

3. METHODS

3.1. GROUP VELOCITY MEASUREMENT

We look for the group velocity dispersion curve between each source-station pair. To analyze dispersive records, the standard method of Fourier transform-based multiple filtering is applied. The spectrum of record is multiplied by a weighting function centered at many discrete frequencies. Non-constant relative resolution Gaussian filtering is used, for details see Dziewonski et al. (1969). Examples of estimating the optimum coefficient for controlling the width of the filters can be found in Levshin et al. (1972 and 1992). In the present paper, a linear dependence of the width coefficient on a period is used. For details on estimating this dependence see Kolínský (2004).

A result of the multiple filtering is a set of quasimonochromatic signals. Computation of an analytical signal corresponding to each of these signals is also provided. A modulus of the analytical signal represents an envelope of the quasimonochromatic signal. Maxima of the envelopes give the dispersion curve.

An envelope of quasimonochromatic signal has often several local maxima, forming several ridges in spectrograms obtained by frequency-time analyses. They belong to different modes of surface waves. The ridge corresponding to fundamental mode is selected in such a manner that the resultant dispersion curve is smooth regardless of the absolute values of the amplitudes involved in this ridge. This approach enables to analyze even the records where body wave amplitudes exceed surface waves. Procedure starts with longer periods where surface waves dominate the record and then it proceeds along the continuous ridge to shorter period range where surface waves may be hidden among other wave-groups. Details on selecting the dispersion ridge are described in Kolínský and Brokešová (2007).

A filtered seismogram is created by summing the truncated quasimonochromatic signals. It contains only the fundamental mode of Rayleigh waves as shown in Figure 2 by dashed lines. These filtered wavegroups are shown to highlight the surface waves in the raw seismogram. For further interpretation only the dispersion curves are used.

3.2. GS AVERAGE DISPERSION CURVE

First step consists of selection of the period range where a majority of group velocity dispersion curves was estimated. Time differences of the arrival times ΔT_j given by the envelope maxima of the corresponding quasimonochromatic signals at all stations j are set for each chosen period. Then the distances ΔR_j between the reference stations with

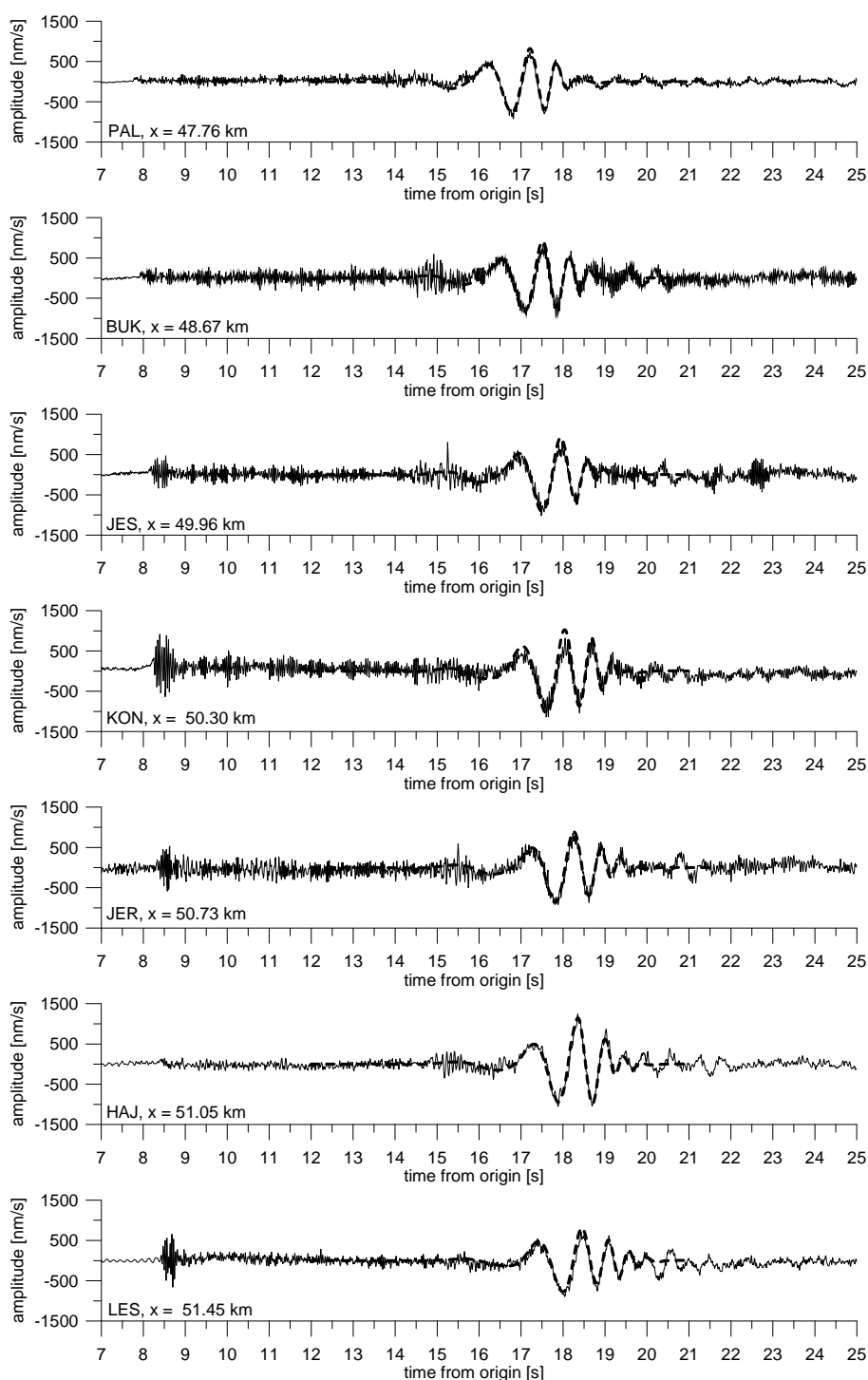


Fig. 2 Example of measured seismograms – vertical components of seismograms from all seismic stations of the Příbram array. The source is situated in the quarry at Slapy u Tábora, date: 31.8.2007, origin time: 11:01:38.39 UTC. Solid lines show measured data, dashed lines represent interpreted surface wavegroup.

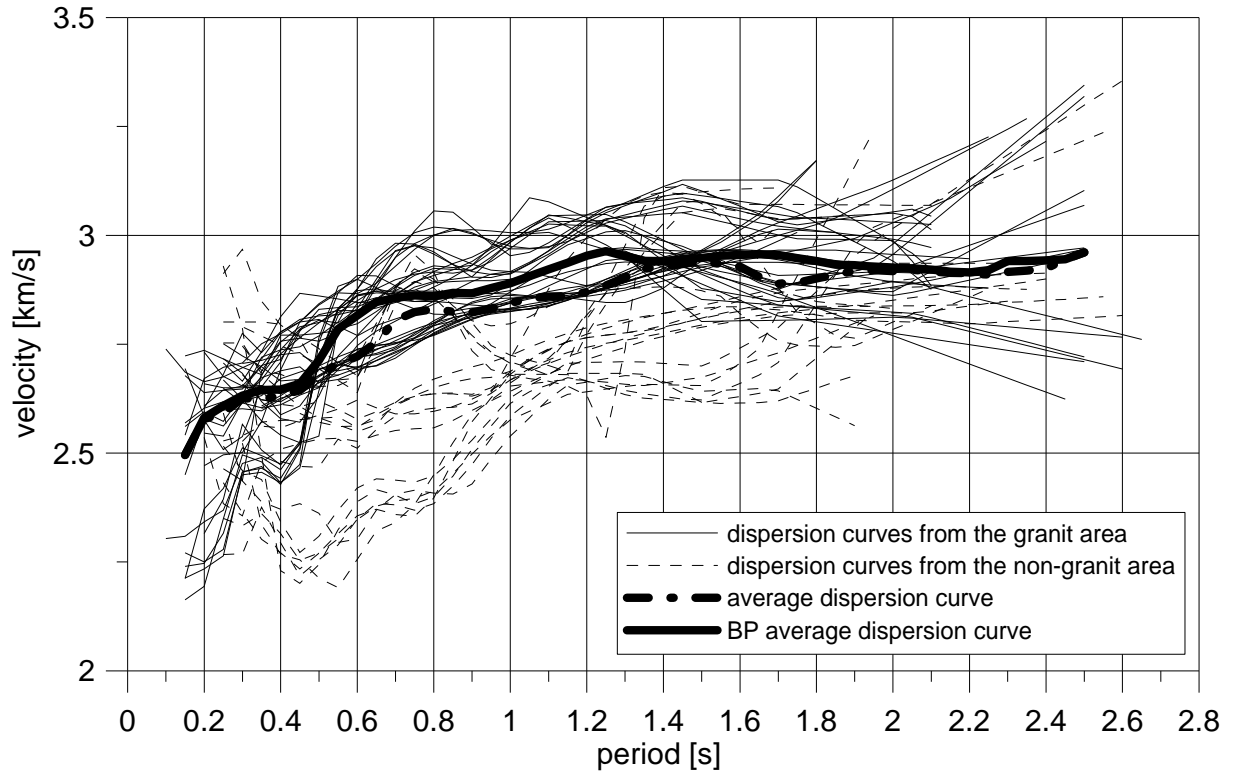


Fig. 3 Measured dispersion curves between the sources and the Příbram array stations.

minimal epicentral distance for a given quarry blast and all other stations are set as a differences of their respective epicentral distances. The average group velocity for each of the chosen period is computed as a slope of a linear regression (type $y = ax$) fitted into the data of ΔR_j and ΔT_j . Obtained values of these group velocities for given periods form the GS average group velocity dispersion curve.

3.3. INVERSION

The applied procedures are described in detail by Kolínský and Brokešová (2007). The Isometric Method (IM) is used, which is a fast inverse algorithm developed by Málek et al. (2005 and 2007). It combines features of several standard methods, particularly the simplex method, Newton's least-squares method and simulated annealing, see Tarantola (1987). Typical problems, which are effectively solved by the IM, are weakly non-linear problems with tens of parameters and complicated forward modeling. Therefore it is quite suitable for the inversion of dispersion curves.

The forward problem – dispersion curve computation – is solved by the modified Thomson-Haskell matrix method; see Proskuryakova et al. (1981). Dispersion curves are computed in a 1-D layered structure above a halfspace with constant values of v_s , v_p and densities in the individual layers and in the halfspace.

During the inversion, the group velocity dispersion curve is computed many times and the deviation between theoretical and measured dispersion points (misfit function) is minimized. The thicknesses of layers are set manually and kept fixed during the inversion. In this study, layers of 0.1 – 0.3 km thicknesses are used, which seems to have a sufficient resolution for finding the properties of the velocity distribution and keeps the number of parameters reasonable.

Since Rayleigh wave group velocity curves are inverted, three parameters in each layer need to be found: v_s , v_p and density. As the dispersion depends predominantly on v_s , the other two parameters are constrained. The density is fixed to increase in constant steps with increasing depth. The value of 2.5 g/cm³ is considered in the uppermost layer and the density increases by 0.05 g/cm³ in each next layer.

Seeking for v_p is constrained by the v_p/v_s ratio, which is set to be 1.73 ± 0.1 . These values are often considered, see e.g. Novotný and Urban (1988). Given the a priori constraints on v_p and density, we do not present these parameters as a result of the inversion in our study. For details refer to Kolínský and Brokešová (2007), where several tests of the inversion reliability and a discussion on the resolution of the procedure can be found.

4. RESULTS

An example of raw data is shown in Figure 2. There are seismograms of the vertical component from all seven stations of the Příbram array from the quarry blast at Slapy u Tábora. Graphs are arranged according to their epicentral distance. Fundamental mode of Rayleigh waves, which was used for the interpretation, is represented by a dashed line.

Dispersion curves of group velocities were estimated by means of frequency-time analysis from the vertical component of the seismograms. The average dispersion curve (Fig. 3) was calculated as a median value of group velocities from all stations and all sources for each period. There are significant differences among the dispersion curves estimated from blasts in metamorphic rocks (from quarries Litice, Zaječov and Radotín) and the dispersion curves from blasts originated in the granitic rocks of the Central Bohemian Pluton (quarries Bělce, Slapy u Tábora, Lašovice, Kožlí u Čížové and Velké Hydčice). Dispersion curves from granitic area have higher group velocities. This is caused by the differences in shear wave velocities that strongly affect Rayleigh wave group velocities. Shear wave velocities in granitic area were found to be generally higher than those in metamorphic rocks. For better illustration of this phenomenon the average dispersion curve calculated only from the curves from the granitic area (BP average dispersion curve) is shown by bold line in Figure 3.

The GS average dispersion curve was computed from all the measured dispersion curves. Graphs of ΔT versus ΔR together with fitted lines of linear regression are displayed in Figure 4. Period interval was selected from 0.3 s up to 2.4 s with a step of 0.1 s. For each period also standard deviation of the linear regression was calculated. Higher values of standard deviation are in the beginning and in the final part of interpreted period interval. For comparison also the same graphs for P wave and S wave are plotted in Fig. 4. In the case of body waves, arrival times were used instead of times of the envelope amplitude maxima. Inverted velocity for P-wave and S-wave velocities from this method are 6.00 km/s and 3.41 km/s.

We do not obtain the same number of $\Delta T/\Delta R$ pairs for all the periods because some periods are not well recognizable due to the noise and hence various period ranges of dispersion curves were obtained during the frequency-time analysis. GS average dispersion curve was calculated from about 50 values for each period. For longer periods this number decreases to almost a half of the value. This fact is shown in Fig. 4, where significantly lower density of points in the long period graphs is obvious.

Fig. 5 shows the resultant GS average dispersion curve together with the BP average dispersion. Resultant GS average dispersion curve, calculated from the data presented at Figure 4 by the method

described in paragraph 3.2, is represented by the points of average group velocity for each interpreted period. For each point a vertical line representing standard deviation of the linear regression is added. Ten inverted best fits are also drawn in Figure 5. An average misfit value between the measured and synthetic dispersion curves normalized by the number of measured dispersion points is 0.05 km/s.

Both GS model and BP model are depicted in Figure 6. In this figure the GS model (velocity model of the gas storage area covered by the array) is compared with the BP model (average velocity model of the Central Bohemia Pluton), which was obtained from group velocities between the quarries in granite and the array. In both models, the uppermost two layers have been estimated using only the shortest surface waves and hence their reliability is lower. The deeper layers of both models differ significantly. The GS model has lower velocities to the depth of 400 m. In the depth interval from 0.9 km to 1.5 km there is a low velocity channel in the GS model.

5. DISCUSSION

The difference between the GS model and the BP model can be partly explained by errors of origin time estimation which is used during BP model computation (see chapter 2). For this reason the GS model is more reliable. It represents S-wave velocity model in the locality of the underground storage, where a lot of mining openings are situated. Old mining tunnels could be responsible for the low velocities down to the depth of 500 m. The low velocity channel at the depth of about 1 km corresponds to the depth, where the cavern of gas storage is situated (950 m). The storage represents 45 km of tunnels, where 620 000 m³ of gas is stored. Although the wavelengths of surface waves are much longer than the diameter of individual tunnels (diameter about 6 m), the average rock properties can be affected by an existence of the openings.

6. CONCLUSION

In this paper we developed a new method for calculation of the dispersion curves of surface waves at a local array of seismic stations using quarry blasts outside the array. Method is based on the evaluation of the average group velocity for each period from the travel-time curves for all blasts and stations. The S-wave velocity model derived from this average dispersion curve represents the geological structure below the seismic array.

The method was applied to the seismic array Příbram-Háje in the locality of the underground gas storage. The obtained S-wave velocity model down to the depth of 1.8 km differs significantly from the average model of the Central Bohemian Pluton. The differences are interpreted as the effect of mining openings and cavern of the gas storage.

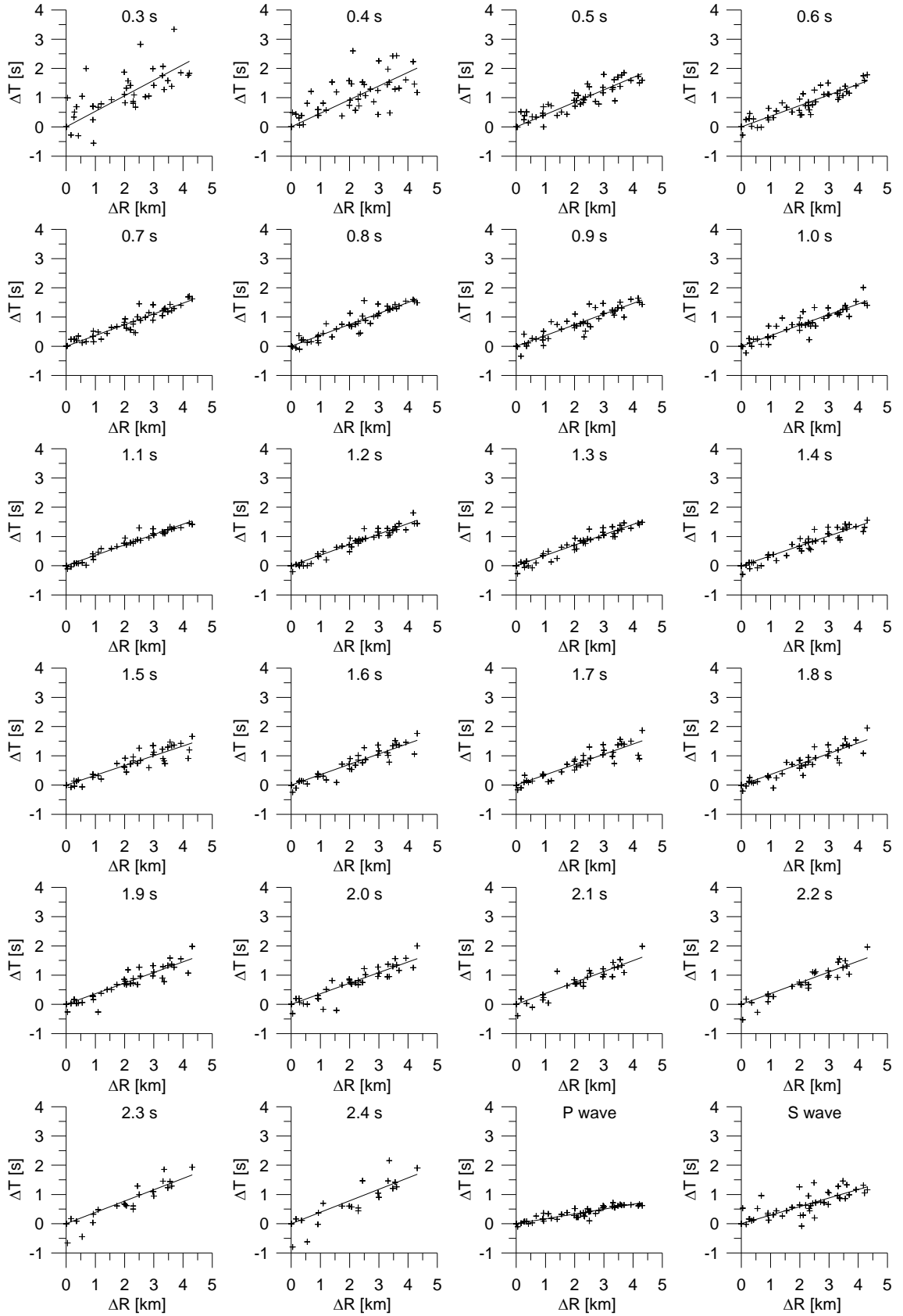


Fig. 4 Graphs of differences between epicentral distances (ΔR) and times (ΔT) for periods from 0.3 s to 2.4 s. Last two plots show analogous results for P- and S-wave.

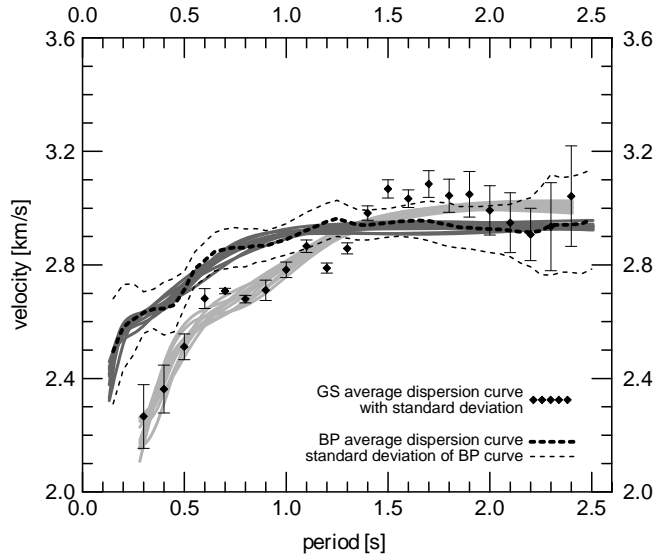


Fig. 5 Fit between GS average dispersion curve (diamonds) and inverted dispersion curves corresponding to found velocity structures (light gray lines) of the GS model. BP average dispersion curve (bold dashed line, the same as bold thick line in Figure 3) and corresponding inverted curves (dark grey lines) for the BP model. Standard deviations are drawn for respective measured curves.

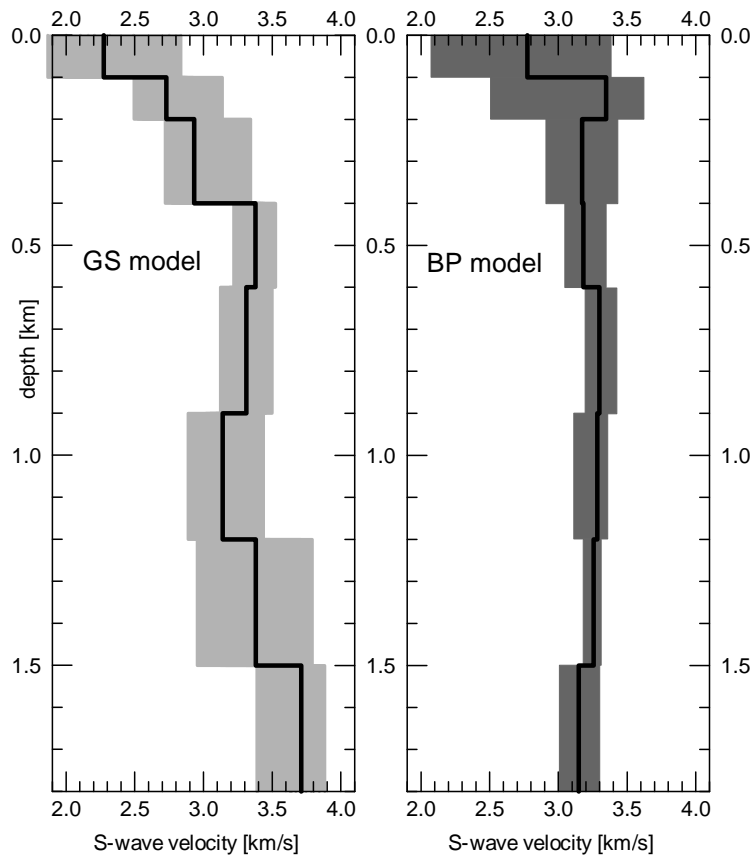


Fig. 6 GS model and BP model. Grey shaded areas represent uncertainty of the inversion and bold solid lines show resultant average shear wave velocity distribution.

ACKNOWLEDGEMENT

The present research was supported by the Grant Agency of Charles University in Prague under grant no. 236/2006/B-GEO/PrF, by the Ministry of Education of the Czech Republic (MSM0021620855) and by the Grant Agency of the Academy of Sciences of the Czech Republic under grant no. A300460705. We are grateful to two anonymous referees for helpful and inspiring comments. One of the figures was made using Generic Mapping Tools by Wessel and Smith (1998). Data were kindly provided by the RWE Transgas, s.r.o.

REFERENCES

- Brož, M.: 2000, Detection of the origin time and seismic ground motion of quarry blasts, *Acta Montana*, series A, No. 16 (118), 17–24.
- Dziewonski, A., Bloch, S. and Landisman, M.: 1969, A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 59, No. 1, 427–444.
- Kolínský, P.: 2004, Surface wave dispersion curves of eurasian earthquakes: the SVAL Program, *Acta Geodyn. Geomater.*, Vol. 1, No. 2 (134), 165–185.
- Kolínský, P. and Brokešová, J.: 2007, The Western Bohemia uppermost crust shear wave velocities from Love wave dispersion, *Journal of Seismology*, 11, 101–120.
- Levshin, A., Pisarenko, V.F. and Pogrebinsky, G.A.: 1972, On a frequency-time analysis of oscillations, *Ann. Geophys.*, Vol. 28, No. 2, 211–218.
- Levshin, A.L., Ratnikova, L. and Berger, J.: 1992, Peculiarities of surface-wave propagation across Central Eurasia. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 82, No. 6, 2464–2493.
- Málek, J., Horálek, J. and Janský, J.: 2005, One-dimensional qP-wave velocity model of the upper crust for the West Bohemia/Vogtland Earthquake Swarm Region, *Stud. Geophys. Geod.*, 49, 501–524.
- Málek, J., Růžek, B. and Kolář, P.: 2007, Isometric method: efficient tool for solving non-linear inverse problems, *Stud. Geophys. Geod.*, 51, 469–490.
- Málek, J. and Žanda, L.: 2004, Seismic effects of the quarry blasts on the territory of Bohemia, *Acta Geodyn. Geomater.*, Vol. 1, No. 2 (134), 291–302.
- Novotný, O. and Urban, L.: 1988, Seismic models of the Bohemian Massif and some adjacent regions derived from deep seismic soundings and surface waves investigations: a review, in: Procházková, D. (ed): *Induced seismicity and associated phenomena*, Proceedings of conference in Liblice, Geophysical Institute, Czechoslovak Academy of Sciences, Prague, 227–249.
- Proskuryakova, T.A., Novotný, O. and Voronina, E.V.: 1981, Studies of the Earth's structure by the surface-wave method (Central Europe) (*Izuchenie stroeniya Zemli metodom poverkhnostnykh voln (Tsentral'naya Evropa)* Nauka, Moscow 1981, in Russian).
- Štrunc, J. and Brož, M.: 2004, RUP2004 - High definition apparatus for standalone, Network and Micro-Array applications in seimics, *Transactions of the VSB - Technical University of Ostrava, Civil Engineering Series*, v. 6, no. 2, VSB-TU, Ostrava, 1213–1962.
- Tarantola, A.: 1987, *Inverse problem theory*, Elsevier Science B.V., Amsterdam.
- Wessel, P., and Smith, W.H.F.: 1998, New, improved version of generic mapping tools released, *Eos Trans. AGU*, 79 (47), 579.

Příloha 4

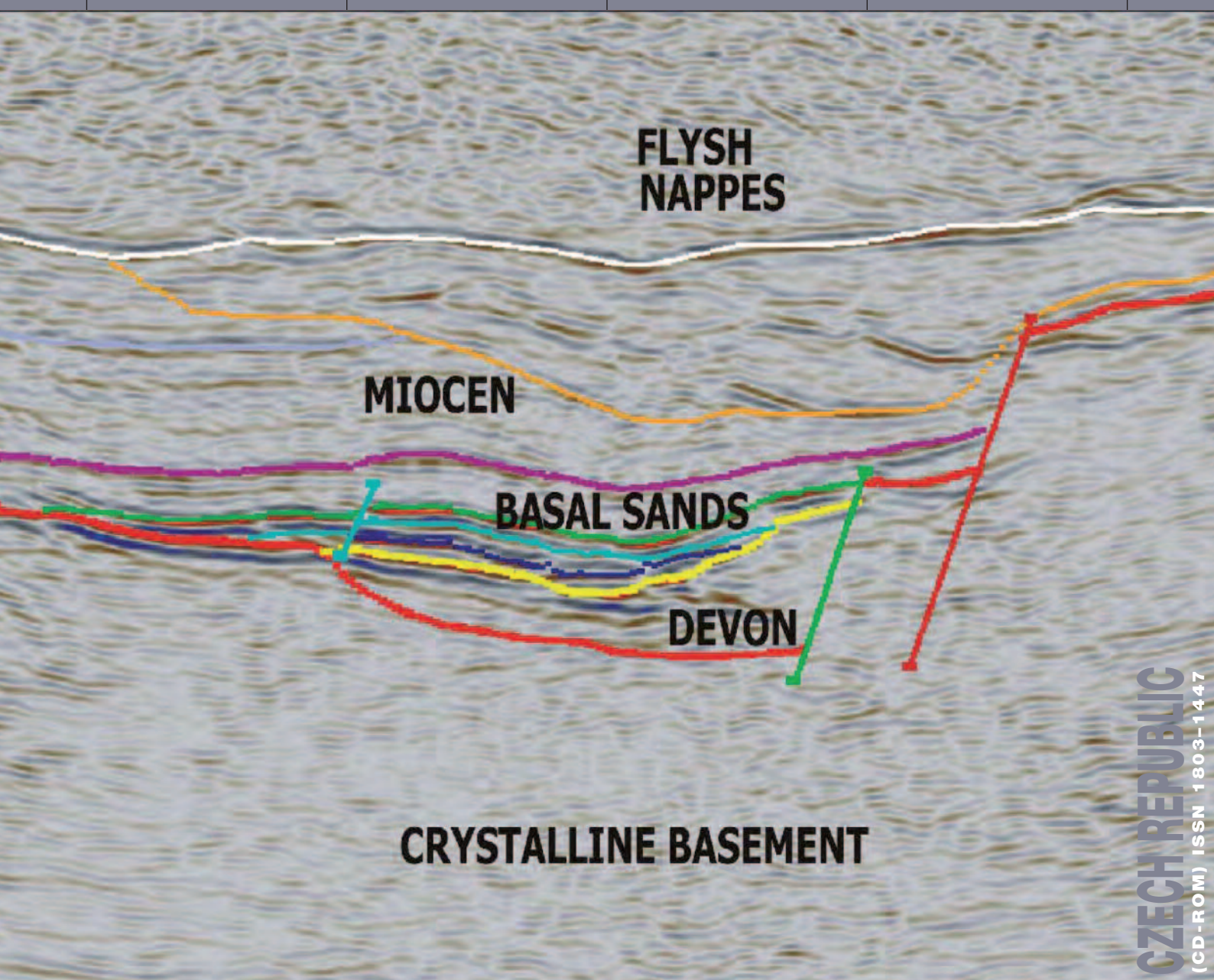
Publikace 3:

Gaždová R., Kolínský P., Popova I. and Dimitrova L., 2011. Surface wave phase velocities between Bulgaria and the Czech Republic. EGRSE Journal, 2011/2, 16-23.



EGRSE

International Journal of Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment



CZECH REPUBLIC
(CD-ROM) ISSN 1803-1447

XVIII.2
2011

EXPLORATION GEOPHYSICS, REMOTE SENSING AND ENVIRONMENT

Journal "Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment" (EGRSE) publishes original contributions dealing with:

- **application of geophysical methods in geology, engineering geology, hydrogeology,**
 - **geofactors of environment and geothermal energy,**
 - **remote sensing and its application in geology, geodesy, GIS and ecology,**
 - **tectonophysics, physics of the interior of the Earth, seismology, seismotectonics and seismic hazard**
-

Editorial board:

Chairman:

BLÁHA Pavel, Assoc. Prof. RNDr. DrSc., GEOTest, a.s., Brno, Czech Republic

Members:

GAJDOŠ Vojtech, Assoc. Prof. RNDr. CSc., Comenius University, Faculty of Sciences, Bratislava, Slovakia

IDZIAK Adam, Prof. zw. Dr. hab., Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, Poland

KALÁB Zdeněk, Prof. RNDr. CSc., Institute of Geonics of the Academy of Sciences of CR, v.v.i., Ostrava, Czech Republic

MÜLLER Karel, Prof. Ing. DrSc., VŠB - Technical University of Ostrava, Emeritus Professor, Czech Republic

PALACKÝ Jiří, Mgr. PhD., Geological Survey of Canada, Ottawa, Canada, (retired)

SUK Miloš, Prof. RNDr. DrSc., Masaryk University, Brno, Emeritus Professor, Czech Republic

RYŠAVÝ František, RNDr., Karotáž a cementace s.r.o., Hodonín, Czech Republic, (retired)

ZAMARSKÝ Vítězslav, Prof. Ing. CSc., Technical University, Ostrava, Emeritus Professor, Czech Republic

Editor in chief:

RYŠAVÝ František, RNDr.

All correspondence to Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment Journal; František Ryšavý, Lesní 3, 695 03 Hodonín, Rysavy.Frantisek@seznam.cz

EGRSE is the official Journal of ČAAG - the Czech Association of Geophysicists, issued twice a year. Deadlines for submission of articles are: January 10; July 10. ČAAG is associated with EAGE from 1997.

Issued price 250 Kč. Single issue price: 450 Kč (two issues), exclusive of postage. Journal is distributed by the editors.

Advertising: Advertisements are accepted. Information on prices can be received from the editors.

COVER: Seismic data interpretation of xline 940 in 2006; neogénne sediments of the foredeep in the region Vrbka – 1. Authors: Radomíra Šmikmátorová, Tomáš Třasoň.

© ČAAG - PRAHA, Czech Republic; **IČO: 60460253**

Acknowledgements

EGRSE thanks the following contributor for its financial support:

- **Council of Scientific Societies of the Czech Republic**

Editorial Board

All contrubutions have been reviewed

SURFACE WAVE PHASE VELOCITIES BETWEEN BULGARIA AND THE CZECH REPUBLIC

FÁZOVÉ RYCHLOSTI POVRCHOVÝCH VLN MEZI BULHARSKEM A ČR

Renata Gaždová¹, Petr Kolínský², Iliana Popova³, Lilia Dimitrova⁴

Abstract

Surface phase velocities are measured along several profiles between Bulgaria and the Czech Republic using a modified two-station method. Love and Rayleigh waves generated by several earthquakes (Turkey, North Atlantic Ridge) are processed by the Fourier transform-based modified multiple filtering technique which is a classical tool of the frequency-time analysis. Five local maxima of the envelopes of quasi-harmonic components are found and the fundamental mode dispersion ridge is estimated from the spectrogram using the criterion of continuity rather than by the traditional amplitude-based approach. Filtered fundamental modes at pairs of stations are correlated and phase velocity of both Love and Rayleigh waves is computed from the delays of propagation times of all quasi-harmonic components. Determined phase velocity dispersion curves are inverted for the crust and upper mantle velocity structure. Isometric method is used for the inversion.

Abstrakt

Fázové rychlosti povrchových vln mezi Bulharskem a Českou republikou jsou měřeny podél několika profilů pomocí modifikované metody dvou stanic. Zpracování Loveových a Rayleighových vln, generovaných několika zemětřeseními (z Turecka a ze severního Středoatlantického hřbetu), je provedeno technikou mnohokanálové filtrace založené na Fourierově transformaci. Tato metoda je klasickým nástrojem frekvenčně-časové analýzy. Nejdříve je nalezeno pět lokálních maxim obálek kvaziharmonických komponent. Následně je ze spektrogramu určen disperzní hřbet základního módu a to pomocí kritéria kontinuity a nikoli tradičním přístupem postaveným na měření amplitud. Filtrované základní módy jsou korelovány mezi dvojicemi seismických stanic a ze zpoždění časů šíření všech kvazimarmonických složek je určena fázová rychlost jak Loveových tak i Rayleighových vln. Určené disperzní křivky fázových rychlostí jsou použity pro inverzi na rychlostní strukturu kůry a svrchního pláště. Inverze je prováděna pomocí izometrické metody.

Keywords

surface waves, phase velocity, shear wave velocity, isometric method

1 Introduction

Surface waves are interferential waves emerging in the finite medium with a free surface. Their velocity is frequency-dependent. This property is called dispersion, and the representation of the velocity dependence on the frequency is known as a dispersion curve. The most

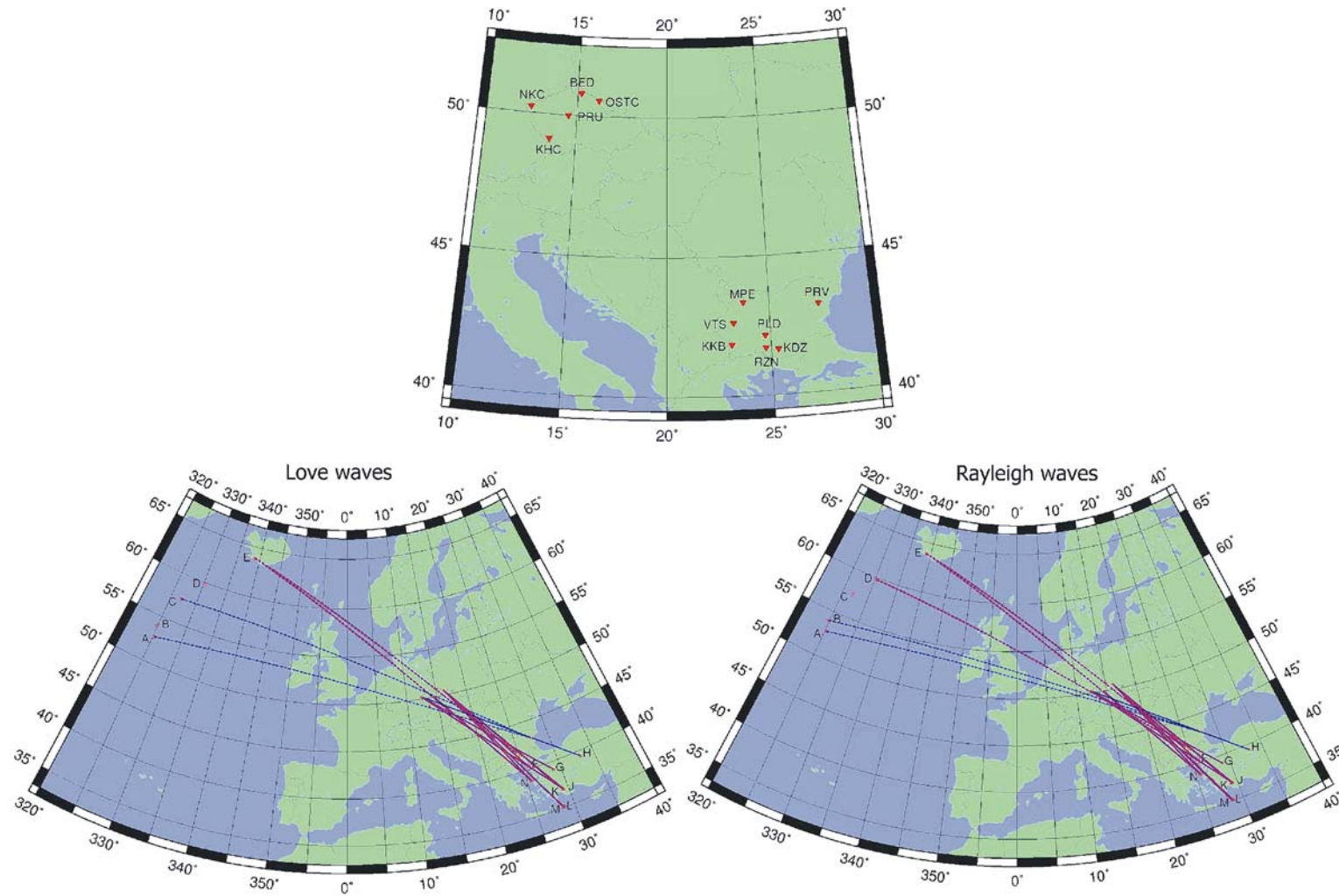


Fig. 1. *The uppermost panel represents the map of the used seismic stations. The lower panels depict surface wave profiles for the Love waves (lower left panel) and for the Rayleigh waves (lower right panel). Paths are divided into two groups according to their geometrical azimuth. Blue paths follow more west-east and violet paths more northwest-southeast direction. Solid lines represent paths from Turkey and dashed lines from the North Atlantic Ridge.*

Tab 1. List of used earthquakes, defined by their epicentral date and time. Mb means compressional body wave (P-wave) magnitude of the event. Column “Component” shows the components of seismograms, where it was possible determination of the phase velocity dispersion curve. T means transversal component on which the Love wave were determined, Z denotes vertical component where Rayleigh wave were defined

Event	Year	Month	Day	Time	Mb	Stations	Component
A	09	04	28	19:54:40.7	5.0	KHC, PRD	T Z
B	09	11	15	13:10:60.0	5.3	KHC, PRD	Z
C	07	10	02	12:23:46.9	5.0	PRU, PRD	T
D	08	09	03	09:52:45.9	4.8	NKC, PLD	Z
E	08	05	29	15:46:06.2	6.0	BED, PLD; PRU, KKB	T Z
F	08	12	28	22:59:02.7	5.1	VTS, NKC; RZN, OST	T Z
G	09	02	17	05:28:23.9	4.8	MPE, NKC	T Z
H	07	12	20	09:48:32.5	5.2	PRV, NKC	T Z
J	07	10	29	09:23:19.0	4.9	KDZ, OST	T Z
K	07	11	16	09:08:25.3	4.7	RZN, NKC; KDZ, OST	T Z
L	09	06	19	14:05:04.3	5.6	VTS, OST	T Z
M	09	06	18	04:26:15.9	5.0	VTS, OST	Z
N	07	11	09	01:43:09.2	5.0	KKB, PRU; VTS, OST	T Z

important surface waves in seismology are Rayleigh and Love waves. Rayleigh waves are elliptically polarized in the plane which is determined by the normal to the surface and by the direction of propagation and we can determine them on the vertical (Z) and radial (R) component of the seismograms. The particle motion of Love wave is transverse and parallel to the surface and we can measure them on the transversal (T) component of the seismograms. Surface waves are used in seismology mainly for determination of the shear wave velocity model. They are also suitable for estimation of lateral inhomogeneities and also for the determination of seismic source mechanisms (e.g. Keilis-Borok, 1989; Novotný, 1999).

Thanks to the close cooperation between the two Institutes from the Czech Republic and Bulgaria, broadband data exchange has been provided in the last years (since 2007). For the measurement, we use five stations in the Czech Republic (NKC, BED, OSTC, PRU and KHC) as well as seven stations from Bulgaria (MPE, PRD, PLD, KDZ, RZN, KKB and VTS). The map of the used stations is depicted in Fig.1. For the determination of the velocity profile between these two countries we use records of five earthquakes (A - E) from North Atlantic Ridge at the northwest side and eight earthquakes (F - N) from Turkey and Greece at the southeast side (see Tab.1). For these

earthquakes, we define several surface wave profiles across Central Europe (see lower panels in Fig.1). For each event, pairs of Czech and Bulgarian stations are selected to provide relative surface wave phase velocity determination. Both Love and Rayleigh waves are used. The used period range is from 8 s to 105 s. Mutual station distances vary from 1000 km to 1400 km.

2 Surface wave phase velocity determination

To analyze dispersive records, the standard method of Fourier transform-based multiple filtering is applied. The spectrum of record is multiplied by a weighting functions centered at many discrete frequencies. Gaussian filtering with non-constant relative resolution is used, for details see Dziewonski et al. (1969). Examples of estimating the optimum coefficient for controlling the width of the filters can be found in Levshin et al. (1972 and 1992). In the present paper, a linear dependence of the width coefficient on a period is used. For details on estimating this dependence see Kolínský (2004).

For the phase velocity determination we adopt the well known two-station approach assuming the plane-wave propagation to determine the phase velocities of surface waves. This is justified not only by long epicentral distance, but also by the use of sufficiently long-period waves which are not influenced by local lateral heterogeneities. The phase velocity calculation is based on selection of wave-group corresponding to the fundamental mode in each harmonic component. We truncate each of these harmonic components by a window centered at the envelope maximum with cosine taper on both window sides. Parameters are set so that the taper smoothes two periods around one period which is kept unchanged. Because we need to compare the records from different stations, we use the same width of filters in the frequency domain and the same width of truncating windows in the time domain for all stations to ensure the coherency of the records. For details see Kolínský et al., 2011.

An example of filtered surface wave-group of Love and Rayleigh waves in comparison to the measured seismogram is represented in Fig. 2. The resultant phase velocity dispersion curves are depicted in Fig. 3. The individual measured dispersion curves are represented by blue and violet lines. Blue lines are determined from more west-east profiles and violet lines from more northwest-southeast directions; see Fig.3. Differences in phase velocity dispersion curves between the two groups (blue and violet) are not significant. This suggests that all waves in the analyzed period range propagate in the same structure. Hence we decided to invert a mean dispersion curve estimated using all measured curves regardless of the path azimuth for each of the two surface wave types. Measured curves in Fig. 3 are compared to dispersion curves for the Preliminary Reference Earth Model (PREM) (Dziewonski and Anderson, 1981). The PREM is one of the most widely used 1-D models of Earth seismic velocities.

3 Inversion

For the inversion we use the isometric method (IM), which is a fast inverse algorithm developed by Málek et al. (2005 and 2007). It combines features of several standard methods, particularly the simplex method, Newton's least squares method and simulated annealing, see Tarantola (1987). Typical problems, which are effectively solved by the IM, are weakly non-linear problems with tens of parameters and complicated forward modelling. Therefore it is quite suitable for the inversion of dispersion curves. The forward problem – dispersion

curve computation – is solved by the modified Thomson-Haskell matrix method; see Proskuryakova et al. (1981). Dispersion curves are computed in a 1-D layered structure above a half-space with constant values of S-wave velocity, P-wave velocity and densities in the individual layers and in the half-space. During the inversion, the phase velocity dispersion curve is computed many times and the distance between theoretical and measured dispersion curves (misfit function) is minimized.

EQ: 2007 1116 0908 TURKEY

Date: 2007/11/ 9 Centroid Time: 7:11:58.3 GMT

Lat= 38.76 Lon= 25.66 Depth= 19.5

Mw = 4.9 mb = 4.7 Ms = 5.2

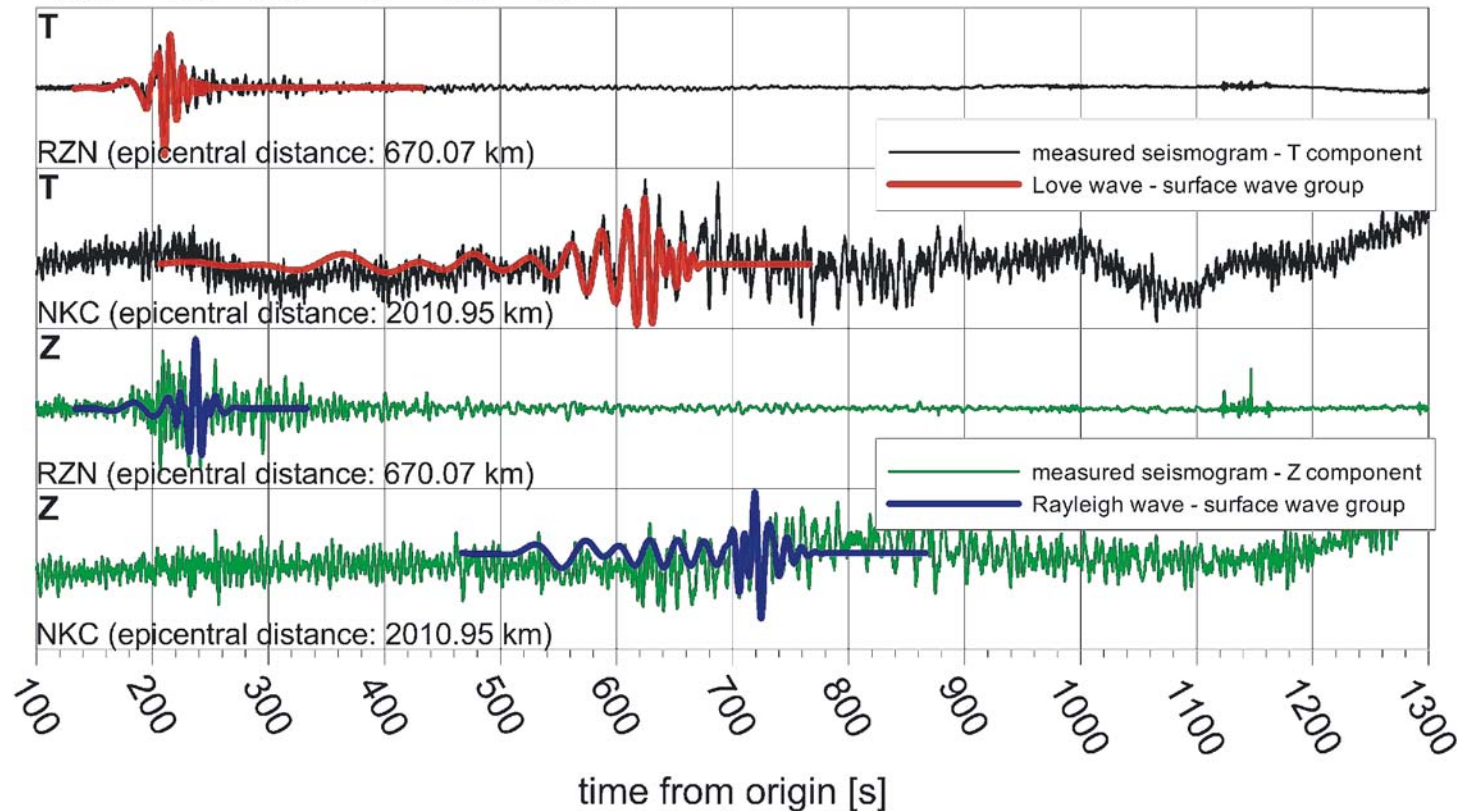


Fig. 2. Seismogram of Icelandic earthquake (event E) measured on transversal (T) component (black lines) and vertical (Z) component (green lines) at Czech (PRU) and Bulgarian (KKB) stations with filtered surface wavegroups of Love waves (red lines) and Rayleigh waves (blue lines).

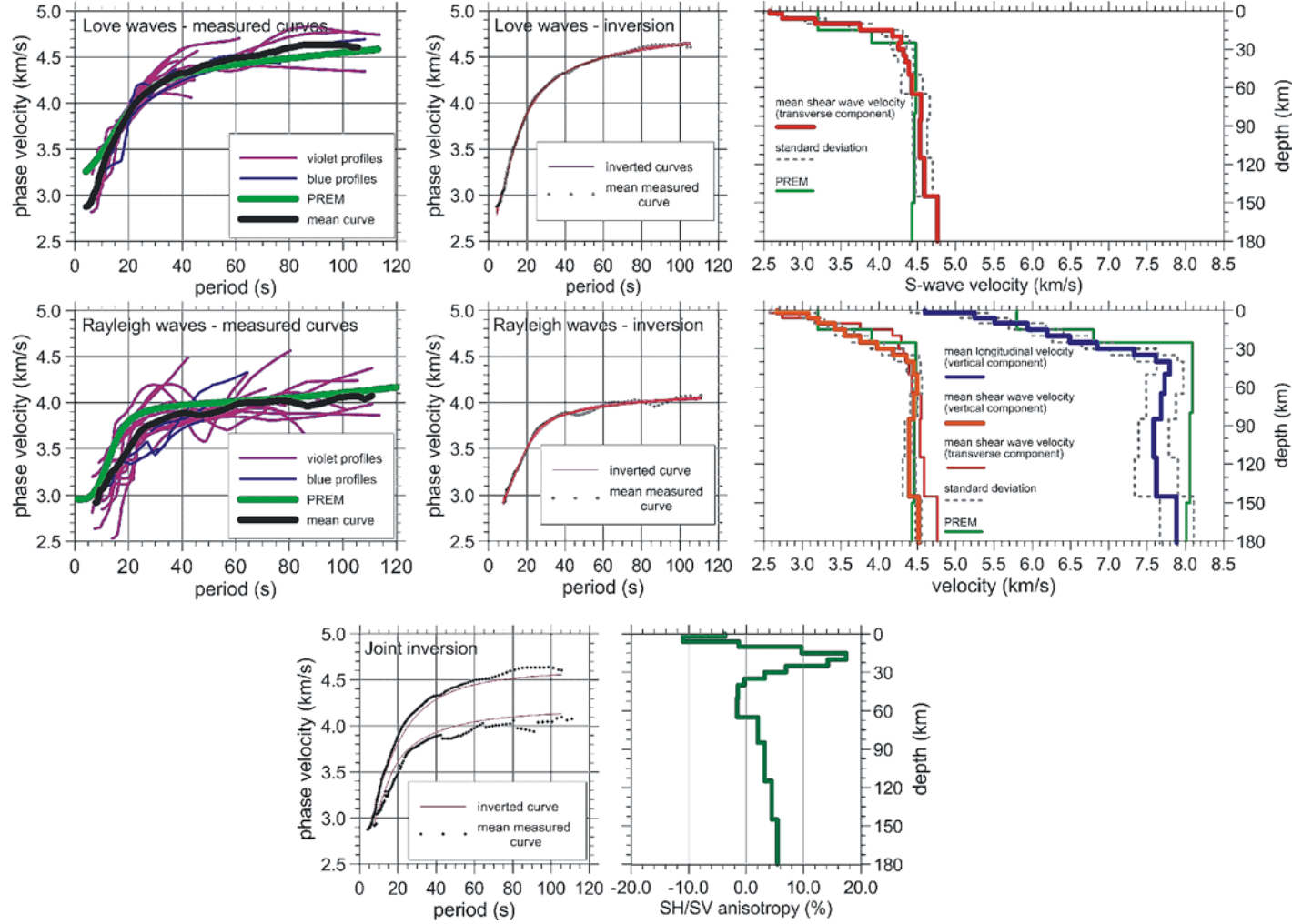


Fig. 3 *Determined phase velocity dispersion curves for Love and Rayleigh waves and results of their inversions. Both determined and inverted curves are compared to the dispersion curve calculated for the PREM model. The lowest panel represents the fit of the joint inversion of the Love and Rayleigh wave dispersion curves. Right: Anisotropy estimate from a ratio between the mean shear wave velocities determined from Love (T) and Rayleigh (Z) wave dispersion curves.*

The result of inversion for the Love and Rayleigh waves are represented in Fig. 3. Inverted dispersion curves (red) are fitted to the measured mean dispersion (black dots). We provide 10 inversions for the same input parameters. Due to the uncertainty given by the non-uniqueness of the problem, each solution differs a little from the others. Then, mean velocity distribution with standard deviation is computed from these 10 solutions. In case of Love waves, only shear velocity is found. In case of Rayleigh waves, both shear and longitudinal velocities are found, however, the longitudinal velocity is constrained by the possible v_p/v_s ratio which is allowed to vary in the range 1.63 – 1.83. The dependence of Rayleigh wave dispersion on the longitudinal velocity is smaller than on the shear wave velocity and hence the longitudinal velocity is more constrained so that the problem is solved with an emphasis on the shear wave velocity distribution. Inversion of Love wave mean dispersion curve gives a very good fit to the measured data. Rayleigh wave mean dispersion curve is more complicated but inversion is still reliable. The resultant v_p/v_s ratio is in the range 1.68 – 1.80.

Shear wave velocity structures in Fig.3 show averaged crustal and upper mantle velocity distributions. Since the surface wave paths between both countries cross several geologically different units, the result cannot be assigned to any real structure. However, it can be considered as an effective filter converting the surface wave-groups measured in one country to the wave-groups measured in the other. The similarity of the dispersion curves measured from both sides and also the similarity of the curves for two different azimuths of propagations confirms that the averaged structural filter can be considered as stable and hence the shear velocity inversion has its significance.

Joint inversion of both Love and Rayleigh wave dispersion curves (the lowest panel of the Fig. 3) do not provide reasonable results for isotropic medium. Love waves require higher shear wave velocities than Rayleigh waves for longer periods. A comparison of resultant shear wave velocity distributions computed separately for Love and Rayleigh waves, allows to estimate the apparent ratio between SH (transverse component) and SV (vertical component). The discrepancy can be caused either by anisotropy or by heterogeneity and different ray-paths, or by both phenomena together. From the SH/SV ratio, the maximal anisotropy estimate can be deduced. For the upper mantle, where the results are most stable, the anisotropy estimate reaches 5 %, see Fig. 9, right panel. In the lower crust, the maximal anisotropy is estimated to be 10 – 18%.

4 Conclusions

Average phase velocity from transverse component (Love waves) and from vertical component (Rayleigh waves) is determined and inverted for mean shear and longitudinal wave velocity distribution in the crust and the upper mantle. The results are compared to the PREM model. Shear wave velocity determined jointly using Love and Rayleigh waves pronounces discrepancy that can be caused either by anisotropy or by divergent true ray-paths of the two respective wave types.

Acknowledgements

The research was supported by the Czech Science Foundation project No. 205/09/1244, by the project CzechGeo/EPOS and by the Institute's Research Plan No. A VOZ30460519.

References

- DZIEWONSKI A.M., ANDERSON D.L. Preliminary reference earth model, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25, 1981, p. 297 – 356.
- DZIEWONSKI, A., BLOCH, S., LANDISMAN, M. A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 59, No. 1, 1969, p. 427 – 444.
- KEILIS-BOROK V.I. (ed.) *Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth*, Series: Modern Approaches in Geophysics, Vol. 9, Kluwer Academic Publishers, 1989, 293 pp.
- KOLÍNSKÝ, P. Surface wave dispersion curves of Eurasian earthquakes: the SVAL Program, *Acta Geodyn. Geomater.*, Vol. 1, No. 2 (134), 2004, p. 165 – 185.
- KOLÍNSKÝ, P., MÁLEK, J., BROKEŠOVÁ, J., Shear wave crustal velocity model of the western Bohemian Massif from Love wave phase velocity dispersion, *Journal of Seismology*, 2011, Vol. 15, No. 1, 81 – 104, DOI: 10.1007/s10950-010-9209-4.
- LEVSHIN, A., PISARENKO, V.F., POGREBINSKY, G.A. On a frequency-time analysis of oscillations, *Ann. Geophys.*, Vol. 28, No. 2, 1972, p. 211 – 218.
- LEVSHIN, A.L., RATNIKOVA, L., BERGER, J. Peculiarities of surface-wave propagation across Central Eurasia, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 82, No. 6, 1992, p. 2464 – 2493.
- MÁLEK, J., HORÁLEK, J., JANSKÝ, J. One-dimensional qP-wave velocity model of the upper crust for the West Bohemia/Vogtland Earthquake Swarm Region, *Stud. Geophys. Geod.*, 49, 2005, p. 501 – 524.
- MÁLEK, J., RŮŽEK, B., KOLÁŘ, P. Isometric method: efficient tool for solving non-linear inverse problems, *Stud. Geophys. Geod.*, 51, 2007, p. 469 – 490.
- NOVOTNÝ, O. *Seismic Surface Waves*, Salvador, CPGG, Universidade Federal da Bahia, 1999, 156 pp.
- PROSKURYAKOVA, T.A., NOVOTNÝ, O., VORONINA, E.V. *Studies of the Earth's structure by the surfacewave method (Central Europe)* (Izucheniye stroeniya Zemli metodom poverkhnostnykh voln (Tsentral'naya Evropa), *Nauka, Moscow*, 1981, 94 pp, in Russian.
- TARANTOLA, A. *Inverse problem theory*, Elsevier Science B.V., Amsterdam, 1987, 342 pp.

Authors

- ¹ Mgr. Renata Gaždová, Institute of Rock Structure and Mechanics, Academy of Sciences of the Czech Republic, V Holešovičkách 41, 182 09, Praha 8, Czech Republic, gazdova@irsm.cas.cz, +420266009345
- ² Mgr. Petr Kolínský, PhD., Institute of Rock Structure and Mechanics, Academy of Sciences of the Czech Republic, V Holešovičkách 41, 182 09, Praha 8, Czech Republic, kolinsky@irsm.cas.cz
- ³ Iliana Popova, National Institute for Geophysics, Geodesy and Geography, Bulgarian Academy of Sciences, Acad G. Bonchev Str. Block 3, 1113 Sofia, Bulgaria, iliana@geophys.bas.bg
- ⁴ Dr. Lilia Dimitrova, National Institute for Geophysics, Geodesy and Geography, Bulgarian Academy of Sciences, Acad G. Bonchev Str. Block 3, 1113 Sofia, Bulgaria, lidim@geophys.bas.bg

Příloha 5

Publikace 4:

Gaždová, R. a Vilhelm, J., 2006. Stanovení disperzní křivky z úderového a vibračního měření v mělkém seismickém průzkumu. Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské - Technické univerzity Ostrava, Řada stavební, č. 2 - 2006, ročník VI., 77-87.



2 2006
ročník VI

**Vysoká škola báňská -
Technická univerzita Ostrava**

SBORNÍK
vědeckých prací Vysoké školy báňské -
Technické univerzity Ostrava
Řada stavební

TRANSACTIONS
of the VŠB - Technical University
of Ostrava
Civil Engineering Series

STANOVENÍ DISPERZNÍ KŘIVKY Z ÚDEROVÉHO A VIBRAČNÍHO MĚŘENÍ V MĚLKÉM
SEISMICKÉM PRŮZKUMU

DETERMINATION OF DISPERSION CURVE OF SURFACE WAVE GENERATED BY IMPULSIVE AND
VIBRATOR SOURCE IN SHALLOW SEISMICS

Abstract

The frequency-dependent properties of surface waves can be utilized for imaging and characterizing the shallow subsurface. One of the key steps of data processing of surface waves is determination of dispersion curve. We present quite simple but efficient method based on stretch impulsive data into a frequency-swept data. After separation of frequency components, we can determine phase velocities by simply measuring the linear slope of these frequency components. The method is explained by means of synthetic example. A short example of interpretation of real data is presented.

Úvod

Seismický průzkum se obecně orientuje především na využití objemových vln. Širší použití povrchových vln v mělkém seismickém průzkumu je poměrně novou záležitostí. Současný zvýšený zájem o tuto problematiku dokumentují celá čísla odborných časopisů věnovaná této tématice – např. *Near Surface Geophysics*, 2004 (2) a *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, June 2005 a September 2005. V předloženém příspěvku se zabýváme možnostmi stanovení disperzní křivky povrchové vlny ze seismických záznamů v mělkém refrakčním průzkumu. Vycházíme z toho, že většina moderních inženýrských seismografů umožňuje při standardním průzkumu metodou lomených vln současně pořizovat dostatečně dlouhé záznamy s velkou dynamikou nutnou pro interpretaci povrchových vln, a tak zahrnutí povrchových vln do zpracování představuje možnost získání dalších informací o zkoumaném prostředí bez nutnosti rozšíření objemu terénních prací.

Povrchové vlny jsou interferenčními vlnami. Vznikají v prostředí v němž existuje alespoň jedno rozhraní, které odděluje dvě prostředí s rozdílnými elastickými vlastnostmi. Takovým rozhraním je typicky i zemský povrch. Povrchové vlny se šíří podél volného povrchu a směrem do hloubky jejich intenzita rychle klesá. V seismice mají největší význam vlny Rayleighovy a Loveho.

V našem příspěvku se zabýváme vlnami Rayleighovými a jejich využitím v mělkém seismickém průzkumu. Při šíření Rayleighových vln se částice prostředí pohybují vlivem procházející vlny po eliptických drahách, které leží ve vertikální rovině rovnoběžné se směrem šíření vlny. Rychlost šíření Rayleighovy vlny v prostředí závisí hlavně na rychlosti střižné vlny V_S . V případě, kdy se Rayleighova vlna šíří v homogenním poloprostoru, je rychlost V_R této vlny o něco nižší než rychlost střižné vlny V_S . V závislosti na Poissonově konstantě pro rychlost Rayleighovy vlny platí $0,87 \cdot V_S < V_R < 0,96 \cdot V_S$ (viz např. Socco a Strobia, 2004).

Použití povrchových vln v mělkém seismickém průzkumu, i když interpretace vychází z nejjednoduššího jednorozměrného modelu prostředí, rozšiřuje interpretační možnosti i o případy poklesu rychlosti seismických vln s hloubkou, včetně existence dutiny (Leparoux a kol., 2000). Interpretace může přinést informace o rychlosti příčných vln v prostředí, a tak i o příčném modulu pružnosti, který je důležitý z hlediska geotechniky. Další velkou výhodou jejich použití je i fakt, že pokud se povrchové vlny na záznamu vyskytují, jsou často jeho nejdominantnější složkou (tzv. ground roll), a k jejich registraci v rámci refrakčního měření tak není třeba nic jiného, než realizovat záznam o dostatečné délce. Velký dynamický rozsah současných aparatur umožňuje registrovat s takovým zesílením, při němž jsou dobře čitelná prvá nasazení lomených vln a přitom nedojde k přebuzení a ořezání záznamu v oblasti povrchových vln. Proto se jeví interpretace povrchových vln jako zajímavé rozšíření běžných postupů v mělké seismice.

Interpretace povrchových vln vychází z jejich disperzních vlastností. Nezajímáme se tedy o čas příchodu vlny jako například u lomené vlny, ale zjišťujeme disperzi rychlosti. Disperze rychlosti je závislost fázové rychlosti vlny na její frekvenci. Každá frekvenční komponenta povrchové vlny může mít odlišnou rychlost šíření (nazývanou fázová rychlost). Povrchové vlny o vyšších frekvencích se šíří při povrchu a pronikají do malé hloubky. Povrchové vlny o nižší frekvenci se šíří vrstvou o větší mocnosti a zasáhnou prostředí od povrchu až do

¹ Mgr., Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Oddělení užité geofyziky, Albertov 6, 128 43, Praha 2, gazdova.renata@tiscali.cz

² Doc. RNDr., CSc., Univerzita Karlova Praha, Přírodovědecká fakulta, Oddělení užité geofyziky, Albertov 6, Praha 2, vilhelm@natur.cuni.cz

určité větší hloubky. Tato disperze se objevuje jako důsledek omezení prostoru, jímž se vlny šíří. Označujeme ji proto jako geometrickou disperzi. Závislost rychlosti šíření na frekvenci se označuje jako disperzní křivka. Vyhodnocení měření pomocí povrchových vln tedy často předpokládá nalezení disperzní křivky, ke které je pak hledán odpovídající vrstevnatý model prostředí.

Metody stanovení disperzní křivky

Stanovení disperzní křivky z naměřených dat lze realizovat mnoha metodami. Disperzní křivku můžeme získat jak z úderového, tak i z vibračního měření. Obě metody mají své výhody a zároveň svá omezení.

Povrchové vlny jsou tradičně využívány v seismologii. V této oblasti se využívá například metoda „the peak and trough technique“ (Savarensky, 1975, Novotný, 1999). V případě mělkého seismického průzkumu je ale tato metoda obvykle nepoužitelná, protože jednotlivé frekvenční komponenty nejsou dostatečně časově separovány na seismogramu v blízkosti zdroje. Dalším velkým rozdílem od seismologických studií je frekvenční pásmo studovaných vln. Zatímco v seismologii se zajímáme o vlny s frekvencemi cca do 1 Hz, v mělkém seismickém průzkumu zkoumáme vlny o frekvencích desítek až stovek Hz.

V mělkém seismickém průzkumu se pro získání disperzních křivek objevila řada metod, například metoda F-K transformation (např. Yilmaz, 1987), Tau-p transform (McMechan a Yedlin, 1981), Phase shift (Park et al., 1998), Slant-stacking (Xia et al., 2005) a další. Doposud ale nelze hovořit o širokém rozšíření některé z uvedených metodik.

Vibrační měření

Vibrační měření používá jako zdroje seismických vln vibrátor. Je to zdroj, který pracuje se známým časovým průběhem působící síly. Časový průběh se volí buď harmonický, nebo harmonický s proměnnou frekvencí (tzv. sweep), případně obecného průběhu.

V mělkém seismickém průzkumu se s ohledem na zájmové hloubky využívá vlnění o frekvenci v desítkách až stovkách Hz. Navíc se pohybujeme v relativně heterogenním prostředí a v takovém případě se povrchová vlna může poměrně rychle měnit z místa na místo. Navíc v důsledku buzení seismické vlny pomocí harmonického vibrátoru pracujícího v ustáleném režimu, je registrovaná vlna složitou interferencí všech existujících vln v daném místě. Při využití tohoto zdroje k buzení povrchové vlny předpokládáme, že v daném úseku profilu je povrchová vlna amplitudově výrazně dominantní a výsledné interferenční vlnění je blízké skutečné povrchové vlně. Proto nelze zpracování provádět zcela automaticky, ale je nutná pečlivá analýza naměřených dat a kontrola jejich frekvenčního obsahu. Při návrhu realizace terénního měření je třeba vyloučit aliasing v prostorové oblasti, při interpretaci pak musíme brát v úvahu near offset effect a far offset effect (Park a kol. 1999), existenci modů a případnou možnost záměny povrchové vlny za jinou vlnu. Limitujícími parametry takového měření je frekvenční rozsah vibrátoru (schopnost harmonicky vibrovat na dané frekvenci), frekvenční rozsah měřicí aparatury – seismografu (schopnost nezkráceně zaznamenat vlnění na dané frekvenci) a výkon vibrátoru – tj. schopnost vzbudit seismickou vlnu takové amplitudy, aby na místě registrace byla povrchová vlna spolehlivě odlišitelná od šumu (Bárta a kol. 2004).

V případě použití harmonického vibrátoru je výhodou vibračního měření to, že aktivní volbou frekvence zdroje můžeme nepřímo volit hloubkový dosah metody. Volba určitého frekvenčního intervalu může zaručit dostatečně podrobné charakterizování rychlostního řezu od povrchu. Disperzní křivku lze stanovit přímo, na základě stanovení časových posuvů mezi harmonickými záznamy na sousedních geofonech. Terénní měření je třeba realizovat s vhodně uspořádaným roztažením geofonů, protože zejména při vysokých frekvencích zdroje může snadno dojít k prostorovému aliasingu a pak nelze jednoznačně stanovit rychlost. Pro stanovení vzájemných časových posuvů lze při automatickém zpracování používat funkci vzájemné korelace. Popis měření a zpracování povrchových vln pomocí seismického vibrátoru je v práci Bárta a kol. 2004.

Úderové měření

V našem příspěvku se zabýváme především zpracováním úderových záznamů. Základem metody je převedení seismogramů povrchových vln z t - x domény (kde t je čas a x je offset, tzn. vzdálenost mezi zdrojem a přijímačem) do f - v domény (kde f je frekvence a v je rychlost). Využívali jsme metodu založenou na myšlence převodu úderových dat na pseudo-vibrační data (Park a kol., 1999). Výhodou této metody je mimo jiné i její nezávislost na geometrii měření a nemusíme tedy pracovat s daty pouze z rovných profilů s konstantní vzdáleností geofonů.

Převod impulzních dat $y(x,t)$ získaných v x - t doméně do f - v domény se provádí pomocí konvoluce s tzv. stretch funkcí (tedy s lineárním či nelineárním sweepem). V našem případě jsme jako stretch funkci použili vzestupný lineární sweep podle rovnice:

$$s(t) = \sin\left(2\pi\left(f_1 + \frac{(f_2 - f_1)}{T}t\right)t\right) \quad (1),$$

kde f_1 a f_2 jsou nejnižší a nejvyšší frekvence sweepu a T je jeho délka (Park a kol., 1999).

Tento sweep jsme konvolvovali s naměřenými daty $y(x, t)$:

$$Y(x, t) = s(t) \otimes y(x, t),$$

kde $y(x, t)$ vyjadřuje hodnoty naměřeného seismogramu a \otimes je symbolem pro konvoluci. Transformovaný pseudo-vibrační záznam $Y(x, t)$ je sice v rovině x - t , ale vzhledem k tomu, že existuje současně i jednoznačný vztah času t k frekvenci f podle rovnice (1), můžeme záznam $Y(x, t)$ chápat i ve smyslu závislosti $Y(x, f)$. Podle časových posunů jeho jednotlivých stop, odpovídajících různým polohám x , lze pak určovat podobně jako v metodě „the peak and trough technique“ fázové rychlosti, které jsou současně jednoznačně přiřazeny určité frekvenci.

Pro interpretaci výsledného korelogramu $Y(x, t)$ jsme ještě zvýšili korelovatelnost mezi stopami pomocí amplitudového vyrovnání. K tomu účelu jsme využili zobrazení pomocí „Instantaneous AGC“, neboť se ukázalo, že využití tohoto zobrazení velmi zpřehlední pseudo-vibrační záznam a zjednoduší jeho interpretaci. AGC (automatic gain control) je způsob úpravy dynamiky využíván zejména v reflexně-seismickém průzkumu, který umožňuje zviditelnit příchody každé jednotlivé nové vlnové skupiny. U instantaneous AGC výpočet probíhá v klouzajícím okně. Okno se posunuje po jednom vzorku a pro každou polohu se spočte průměrná absolutní hodnota amplitud v okně a naleznou se koeficient přepočtu na požadovanou úroveň. Tento koeficient přepočtu se použije pro přepočet odpovídajícího vzorku, obvykle ležícího ve středu časového okna (Yilmaz, 1987).

Fázové rychlosti se určují na základě vzájemných časových posunů mezi konvolvovanými stopami $Y(x, t)$. Realizovat to lze například tak, že se fázová rychlost určuje jako směrnice přímků proložené například maximy normalizovaných jednotlivých frekvenčních komponent. Tak získáme data pro konstrukci disperzní křivky. K účelu stanovení fázových rychlostí z časových posunů mezi stopami by bylo možné použít i automatizované procedury, jakou je například metoda slant stacking podle Xia a kol., 2005. Vzhledem k nehomogenitě mělkého prostředí a možnosti lokálních změn vlastností povrchových vln jsme ale zvolili interaktivní odečet rychlostí z grafů konvolvovaných stop. Slant stacking by mohl být vhodnou doplňkovou metodou pro případ homogenního prostředí.

Pokud jde o rozlišovací schopnost metody ve vztahu k frekvencím, volba dostatečně dlouhého sweepu zaručuje časovou separaci frekvenčních komponent v zájmovém intervalu frekvencí.

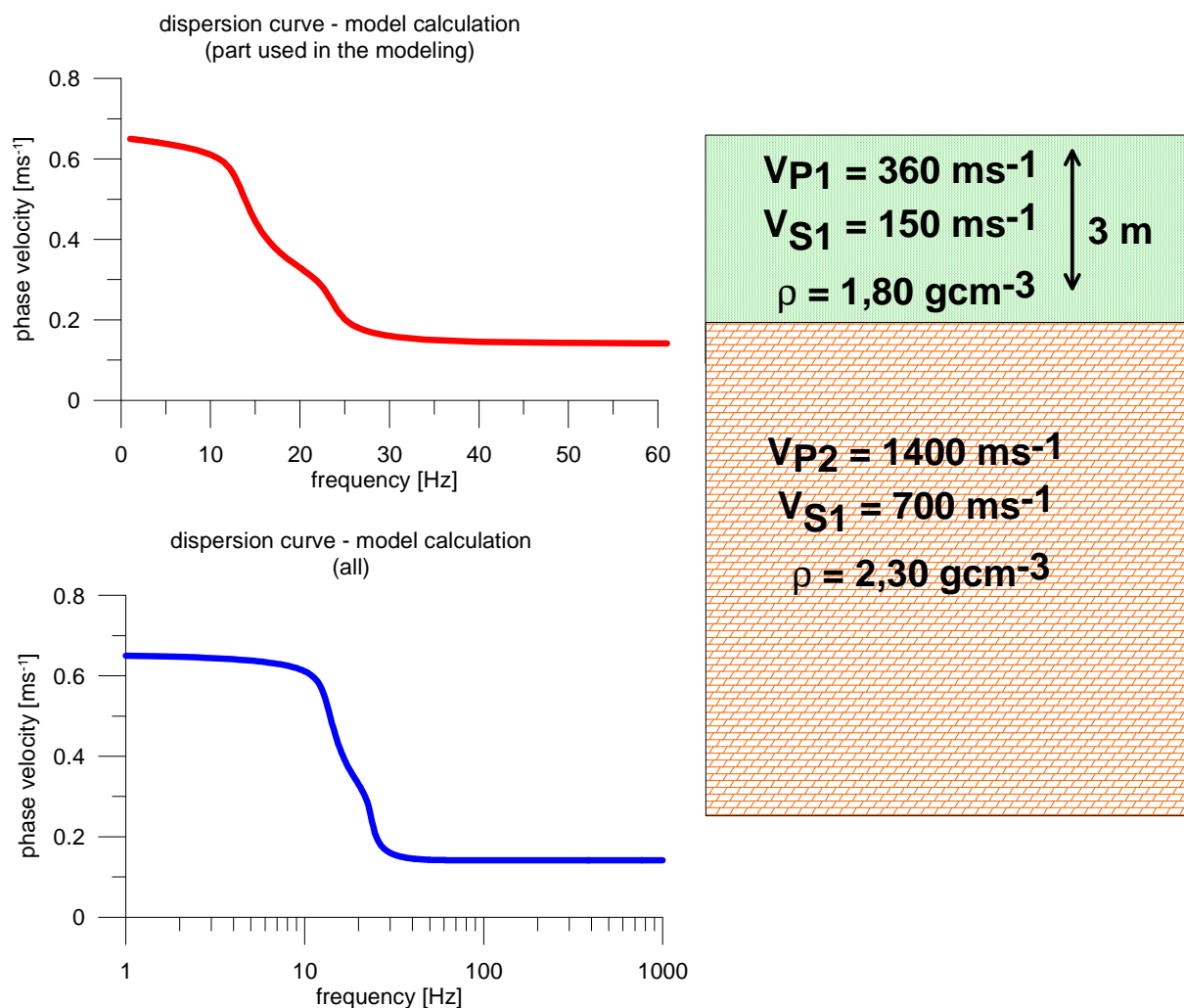
Modelová ukázka metodiky

Pro testování zvolené metodiky byl v programovacím prostředí Matlabu vytvořen program pro generaci silně zjednodušeného modelu seismogramu povrchové vlny. Modelový seismogram byl stanoven jako součet časově posunutých komponent, které odpovídají zadané disperzní křivce.

V programu VDISP doc. Novotného CSc. z Matematicko fyzikální fakulty UK (Proskuryakova, Novotný, Voronina, 1981) jsme vytvořili model prostředí a vypočetli jeho disperzní křivku pro Rayleighovu vlnu fundamentálního modu. Program VDISP počítá fázové a grupové rychlosti povrchových vln v horizontálně zvrstveném prostředí maticovou metodou, která využívá modifikované Thomson-Haskellovy matice pro Loveho vlny a modifikované Watsonovy matice pro Rayleighovy vlny. Základními vstupními parametry programu jsou mocnosti vrstev ležících na poloprostoru. V každé vrstvě je zadána rychlost šíření P a S vlny a hustota prostředí. Dále se volí požadovaný rozsah frekvencí nebo period pro požadovanou disperzní křivku a formální parametry související s výpočtem.

Jako ukázkou jsme zvolili dvou-vrstevný model, který je tvořen 3 m mocnou nízkorychlostní vrstvou ležící na homogenním poloprostoru. Nadložní vrstva má rychlost P vln $V_P = 360 \text{ ms}^{-1}$, rychlost S vln $V_S = 150 \text{ ms}^{-1}$, hustotu $1,80 \text{ gcm}^{-3}$ a mocnost 3 m. Homogenní poloprostor je charakterizován hodnotami rychlostí $V_P = 1400 \text{ ms}^{-1}$, $V_S = 700 \text{ ms}^{-1}$ a hustotou $2,30 \text{ gcm}^{-3}$. Grafické znázornění modelu spolu s vypočtenou disperzní křivkou je na obrázku 1.

Pro výpočet modelového seismogramu nebyla použita celá disperzní křivka z intervalu frekvencí 1 – 1000 Hz, ale jen její nejzajímavější část na frekvencích 1 – 60 Hz, protože pro vyšší frekvence se už fázová rychlost prakticky nemění, a tedy nepřináší nové údaje o prostředí, jež chceme interpretovat.



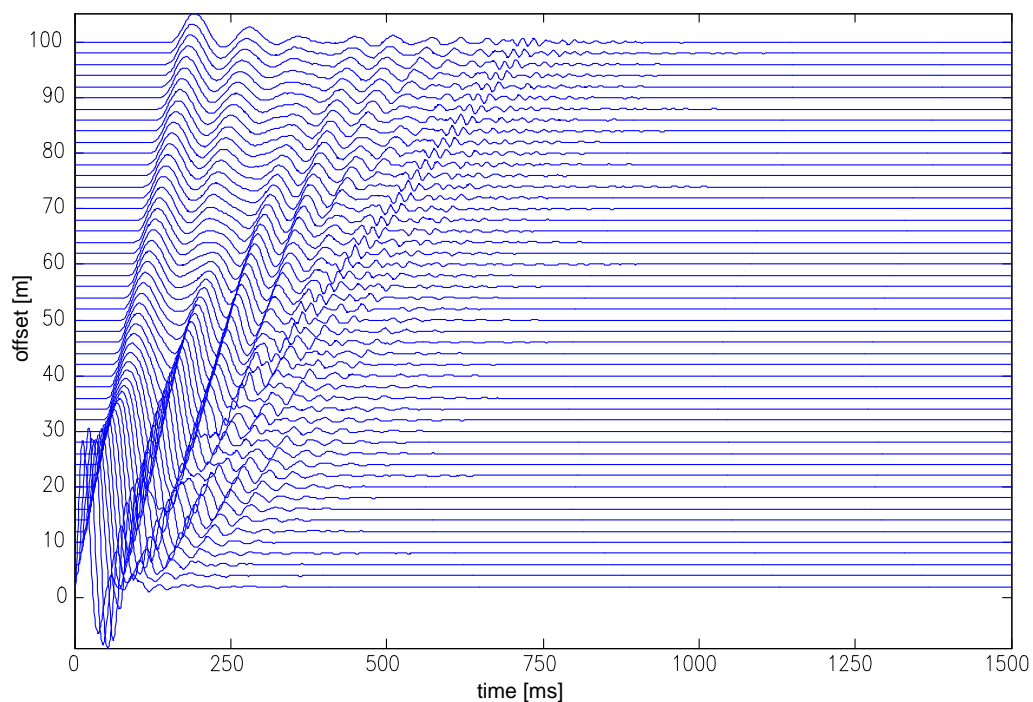
Obr. 1 Disperzní křivka pro zvolený model vrstevnatého prostředí. Horní graf vlevo: disperzní křivka použitá pro stanovení vlnového obrazu povrchové vlny (frekvenční rozsah 1 – 60 Hz), dolní graf vlevo: disperzní křivka v celém intervalu 1 – 1000 Hz, ve kterém byla programem VDISP vypočtena. Vpravo: schéma modelu prostředí: V_P je rychlost P vln, V_S rychlost S vln, ρ je hustota, mocnost pokryvné vrstvy 3 m.

Pro každou frekvenční komponentu (tzn. bod disperzní křivky) na dané vzdálenosti od zdroje x byl vypočten seismický impuls podle vzorce

$$F(t) = a_0 e^{-\beta t} \sin(\omega t),$$

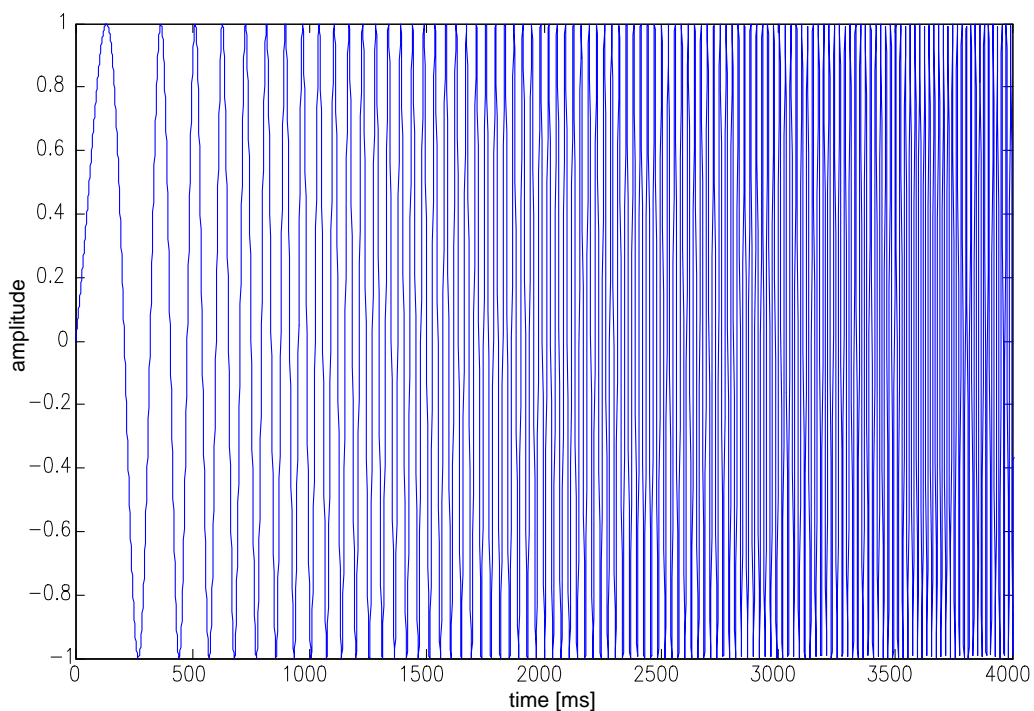
kde a_0 je maximální amplituda, β koeficient útlumu, ω kruhová frekvence ($\omega = 2\pi f$, f je frekvence) a t je čas.

Ke každé frekvenční komponentě na daném x jsme podle její fázové rychlosti napočítali její čas příchodu a následně pak tyto v čase posunuté signály normalizovali a sečetli. Tak jsme získali jeden vlnový záznam disperzní vlny (složený z více frekvenčních složek s různými fázovými rychlostmi). Pro výpočet jsme použili cca 70 bodů disperzní křivky, které odpovídají jednotlivým frekvenčním komponentám. Celý tento proces jsme opakovali pro různé vzdálenosti od zdroje x . Výsledkem je idealizovaný seismogram povrchové vlny (obrázek 2).

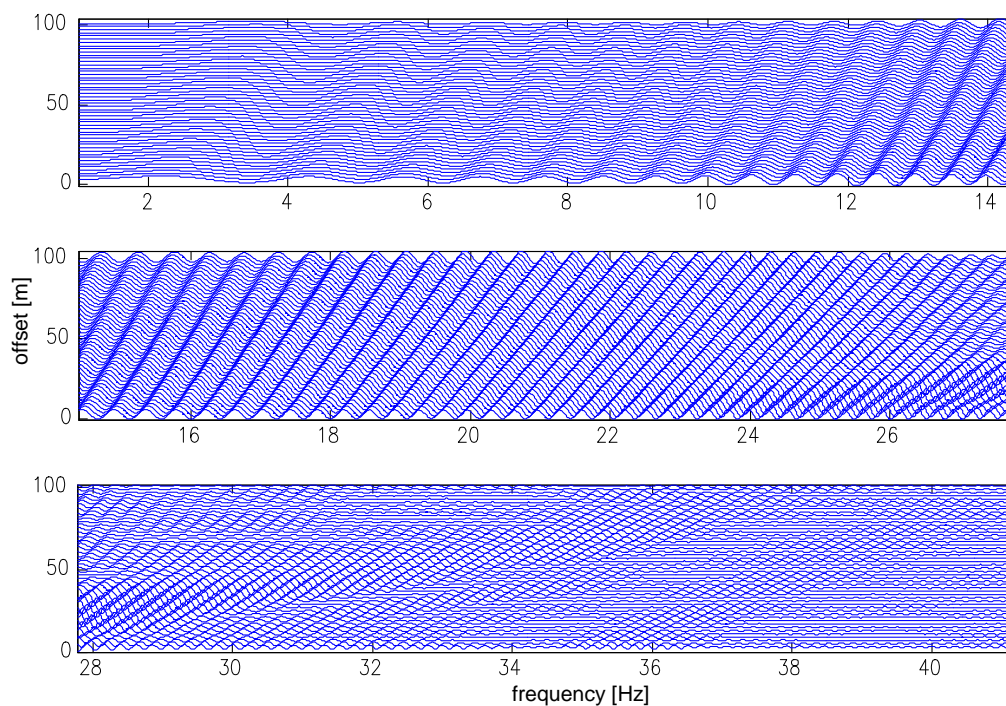


Obr. 2 Napočetý seismogram idealizované povrchové vlny pro data podle disperzní křivky z obrázku 1.

Postup zpracování přepočtu na pseudo-vibrační záznam vyžaduje stanovení stretch funkce. Jednotlivé modelové seismické stopy jsme konvolvovali se sweepem dlouhým 30 sec a frekvenčním rozsahem 1 – 101 Hz (první 4 sekundy sweepu jsou na obrázku 3).

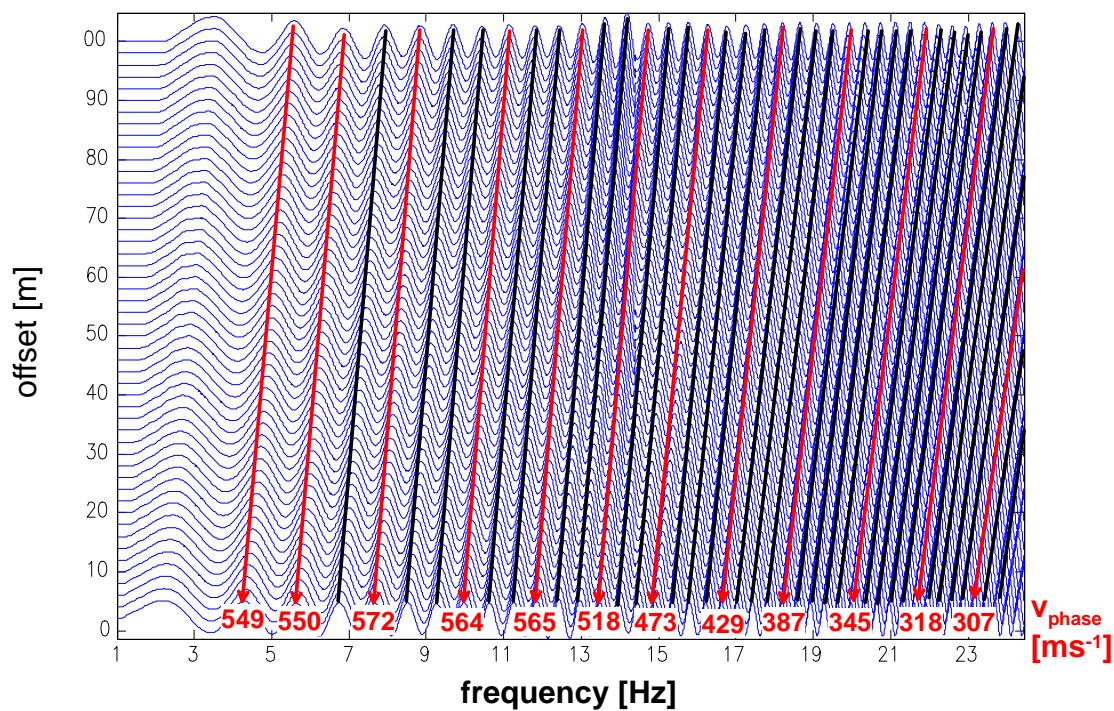


Obr. 3 Počáteční 4 sekundy stretch funkce, tj. sweepu. Celý sweep měl délku 30 s a celkový frekvenční rozsah 1 až 101 Hz.



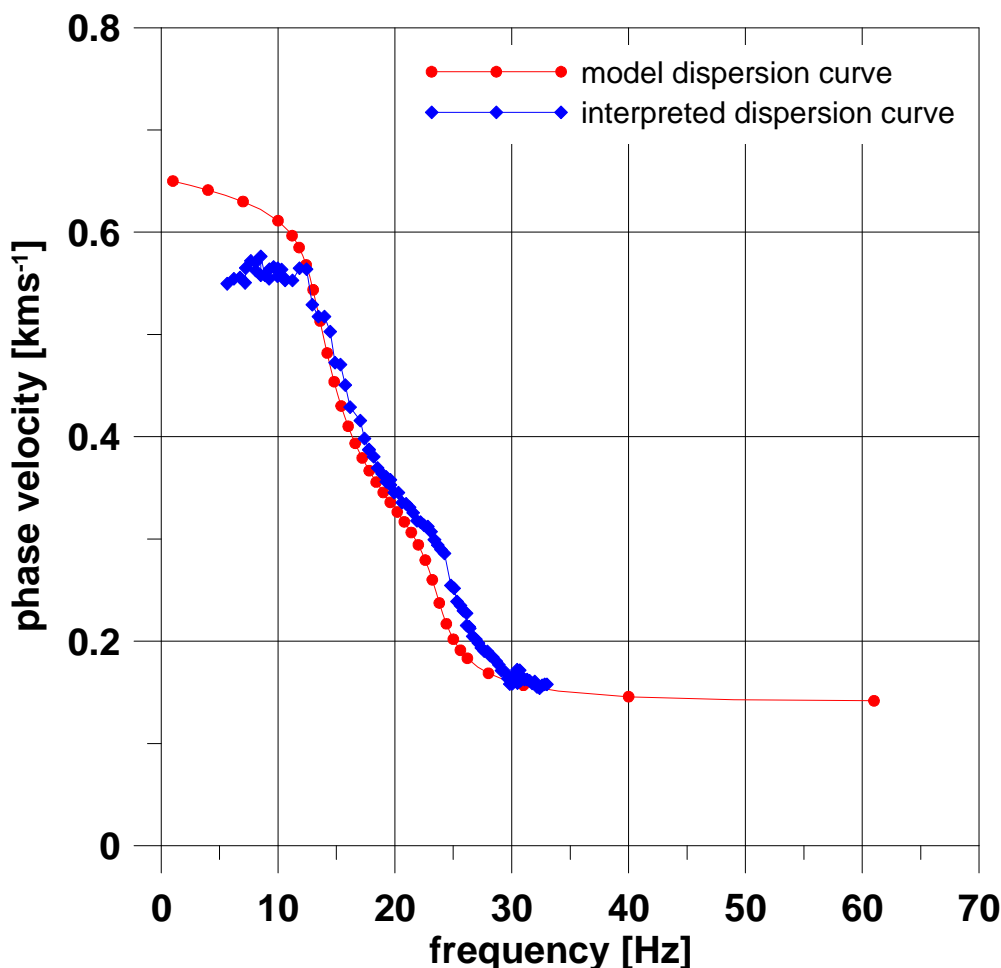
Obr. 4 Výsledek konvoluce seismogramu se sweepem, tzn. pseudo-vibrační záznam (zobrazena počáteční část odpovídající intervalu do 41 Hz).

Výsledek konvoluce seismogramu se sweepem je zobrazen na obrázku 4. Tento pseudo-vibrační záznam jsme zobrazili pomocí instantaneous AGC a interpretovali. Ukázka interpretace v intervalu do 24 Hz je na obrázku 5. Přímkami jsou vyznačeny jednotlivé frekvenční komponenty, jejichž směrnice vyjadřují fázové rychlosti.



Obr. 5 Ukázka interpretace pseudo-vibračního záznamu. Amplitudy jsou vyrovnány pomocí instantaneous AGC.

Odečtená data disperzní křivky jsou porovnána se zadanou disperzní křivkou na obrázku 6. Ukázalo se, že obě disperzní křivky se poměrně dobře shodují. Problematické je určení disperzní křivky v oblasti nízkých frekvencí, kde vyšly nižší hodnoty rychlosti, než jaké by odpovídaly modelu. Je možné, že tento problém vzniká i tím, že nízkofrekvenční složky vyžadují použití velmi dlouhé stretch funkce, aby se nízkoperiodické frekvenční komponenty zobrazily celou svojí periodou. Když není sweep dostatečně dlouhý, pak se frekvence nízkofrekvenční části mění natolik rychle, že každá frekvenční složka je zastoupena příliš krátkým úsekem signálu a je pak obtížnější, aby byla separována a zobrazena. V oblasti vyšších frekvencí pak interpretaci komplikuje to, že se pseudo-vibrační záznam stává nečitelným, tj. nelze odlišit jednotlivá maxima a stanovit jednoznačně vzájemné časové posuny. V našem konkrétním případě by se měl skládat z přímek s konstantním sklonem, které už ale nepřinášejí další nové informace o geologickém prostředí (rychlost se již nemění). U reálných dat je nutné předem stanovit spektra naměřených signálů a zjistit si požadovaný frekvenční rozsah, ze kterého chceme získat disperzní data, aby nedošlo k falešné interpretaci konstantního průběhu disperzní křivky.

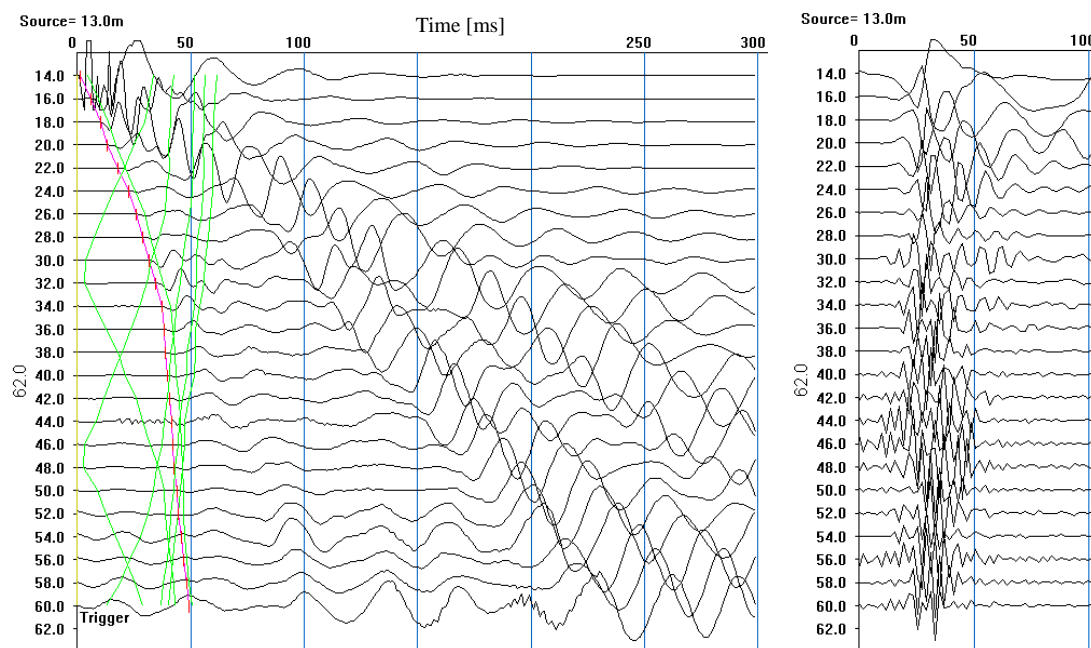


Obr.6 Srovnání modelové a interpretací získané disperzní křivky

Stanovení disperzní křivky z polního měření

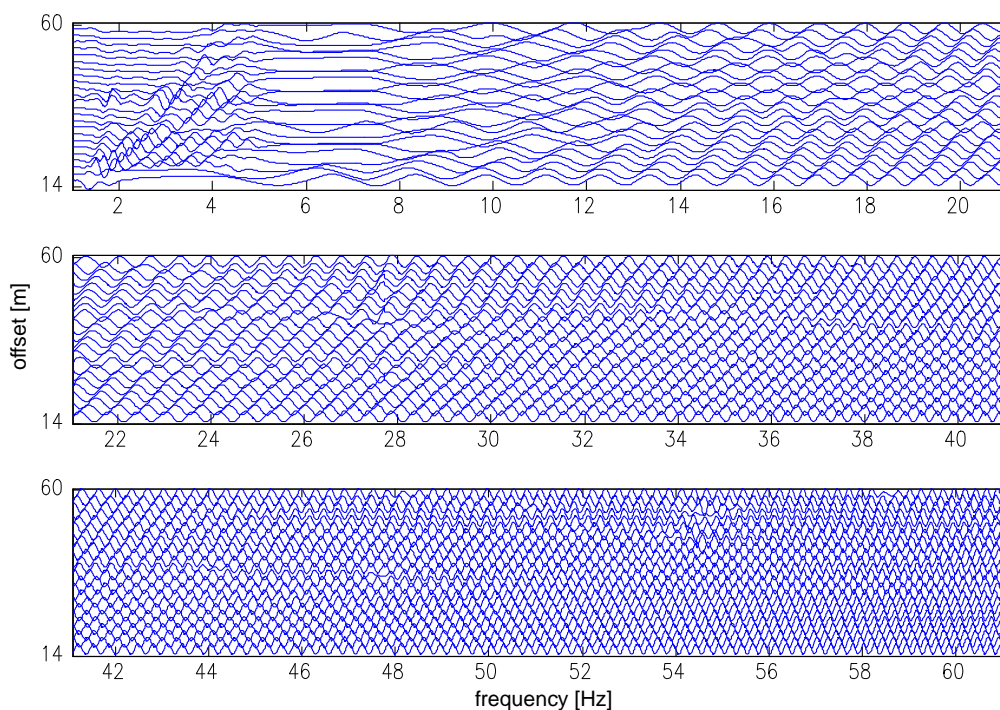
Jako ukázkou reálnosti použití diskutované metodiky uvádíme stanovení disperzní křivky na datech seismického měření z konkrétního terénního měření. Jedná se o data z lokality Hůrka v Praze 13. Na lokalitě byla provedena mělká refrakční seismika v modifikaci pro malé hloubky (měření pomocí P vln). Pro seismický průzkum byla využita 24 – kanálová aparatura Geode. Z geologického hlediska se na lokalitě vyskytují silně zvětřelé břidlice a prachovce, do hloubky 2 až 4 m jsou navážky. Z výsledků měření metodou lomených P vln vyplývá, že rychlost v navážkách je 400 až 700 ms^{-1} . V podloží dochází k pozvolnému nárůstu rychlosti, v hloubce 10 m se rychlost P vln pohybuje 1300 až 1600 ms^{-1} , v hloubce 15 m dosahuje 2000 ms^{-1} .

Ukázka interpretace povrchových vln pro data z profilu 5 je na obrázku 7. Uveden je jeden naměřený seismogram včetně odečtených prvních nasazení přímých a lomených vln a jeho frekvenční spektra na jednotlivých stopách.



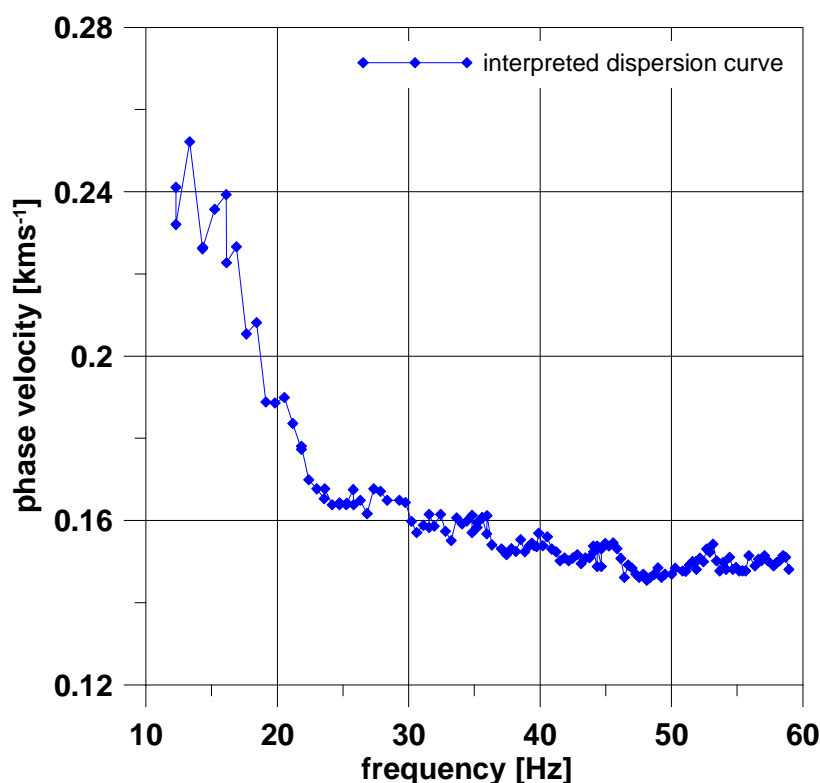
Obr. 7 Vpravo: naměřený seismogram (vyznačeny hodochrony prvních nasazení P vlny). Vlevo: frekvenční spektrum jednotlivých seismických stop (frekvenční rozsah 1 – 100 Hz).

V daném případě jsme jako stretch funkci zvolili lineární sweep dlouhý 30 sekund s frekvenčním rozsahem 1 – 201 Hz. Výsledek korelace, zobrazený pomocí instantaneous AGC, který byl interpretován, je na obrázku 8.



Obr. 8 Výsledek korelace seismogramu (tzn. pseudo-vibrační záznam) z profilu 5 se sweepem (počátečních 61 Hz)

Odečtená disperzní křivka je na obrázku 9. Její průběh i zjištěné hodnoty jsou v soulase s měřením metodou lomených vln. V daném případě povrchové vlny pouze potvrzují výsledek interpretace pomocí lomených vln.



Obr. 9 Disperzní křivka z terénních dat na lokalitě Hůrka, profil 5.

Závěr

Metodika stanovení disperzní křivky povrchové vlny založená na jejím přepočtu na pseudo-frekvenční záznam se ukázala jako reálná, i když alespoň zpočátku poměrně pracná metoda. V rámci dalšího výzkumu bude zkoumáno její zefektivnění.

Na reálných datech jsme ověřili, že povrchových vln lze použít jako doplňku ke klasickým seismickým metodám (nutné pouze prodloužit časové okno měření při úderovém měření). Využití interpretace povrchových vln přináší možnost nalezení rozhraní nedetekovatelných metodou lomených vln a zároveň i získání informace o rozložení rychlosti S vln, které vede k možnosti výpočtu střižného modulu, který hraje významnou roli v geotechnickém modelování.

Poděkování

Tato práce vznikla díky finanční podpoře grantu GAUK ČR „Závislost seismicky určeného příčného modulu zemin na měřítkovém faktoru“, číslo projektu: 236/2006/B-GEO/PrF.

Literatura

- [1] Bárta, J., Skopec, J., Vilhelm, J. (2004): Použití harmonického vibrátoru v mělkém seismickém průzkumu. Sborník vědeckých prací VŠB-TUO, Řada stavební, VŠB-Technická univerzita Ostrava, 17-23.
- [2] Leparoux, D., Bitri, A., and Grandjean, G. (2000): Underground cavity detection: a new method based on seismic rayleigh waves. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 5, 33-53.
- [3] McMechan, G.A., Yedlin, M.J. (1981): Analysis of dispersive waves by wave field transformation. *Geophysics*, 46, 869-874.
- [4] Novotný, O. (1999): *Seismic surface waves*. Salvador, CPGG, Universidade Federal da Bahia, (156 pp.).

- [5] Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J. (1998): Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record. Technical Program with Biographies, SEG, 68th Annual Meeting, New Orleans, Louisiana, 1377-1380.
- [6] Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J. (1999): Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, Vol.64, No.3, 800-808.
- [7] Proskuryakova, T. A., Novotný, O., Voronina, E. V. (1981): Izučeniye strojenija Zemli metodom pověrchnostnykh voln (Centralnaja Evropa). Nauka, Moskva.
- [8] Savarensky, E. (1975): Sejsmičeskije volny. Mir, Moskva.
- [9] Socco, L. V., Strobria, C. (2004): Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial. *Near Surface Geophysics*, 2, 165-185.
- [10] Xia, J., Xu, Y., Miller, R.D. (2005): Imaging dispersive energy by slant stacking. SEG Technical Program Expanded Abstracts, Houston, Texas, 1061-1064.
- [11] Yilmaz, Ö. (1987): Seismic data processing. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK.

Příloha 6

Publikace 5:

Gaždová R., Kolínský P., Vilhelm J. and Valenta J.: Experimental verification of the resolution capabilities of surface waves within the shallow seismic survey. Rukopis.

Experimental verification of the resolution capabilities of surface waves within the shallow seismic survey

Renata Gaždová^{1*}, Petr Kolínský¹, Jan Vilhelm² and Jan Valenta²

- 1) Institute of Rock Structure and Mechanics, Academy of Sciences of the Czech Republic, v.v.i., V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8, Czech Republic.
- 2) Charles University in Prague, Faculty of Science, Institute of Hydrogeology, Engineering Geology and Applied Geophysics, Albertov 6, 128 43 Praha 2, Czech Republic

Corresponding author's e-mail: gazdova@irsm.cas.cz

Abstract

Surface wave data were measured within the geophysical survey of the Hluboká fault. The surface waves were studied in the frequency range 8–200 Hz. Phase velocity dispersion curves of Rayleigh and Love waves were determined from a three-component seismograms by means of the frequency-time analysis for several points located on the profile. The Rayleigh waves were determined on the vertical (Z) and radial (R) components, the Love waves were determined on the transversal (T) components. Dispersion curves were then inverted to obtain 1-D S-wave velocity model using the isometric method. The results were compared with results from other geophysical methods and also with direct observation from a paleoseismological trench. Combination of the S- and P-wave velocity profiles obtained from the surface wave analysis and P-wave tomography respectively was used to estimate the Poisson ratio. The distribution of the Poisson ratio significantly improves depiction of several lithological units. It was shown, that the resolution capabilities of velocity sections of the P- and S-waves are comparable and also that using of surface waves can improve delineation of the lithological boundaries.

Keywords: surface waves, shallow geophysical survey, Rayleigh and Love waves, frequency-time analysis

INTRODUCTION

Conventional shallow seismic survey (seismic refraction) is based on processing of body waves. Adding surface waves to this kind of survey can substantially improve results and broaden our knowledge of the study area. The main

reason for this is, that an inversion of surface wave dispersion curve can estimate shear wave velocities even in the case when the S-wave onsets are not distinct. Furthermore, using of surface waves can overcome, in some cases, the limitations of other seismic techniques. Moreover, the prospection with surface waves does not need any special, clumsy equipment for generating S-waves.

For these reasons the measurement of surface waves is becoming more and more common in environmental and engineering applications. It can be successfully used for wide range of geophysical tasks such as seismic site response assessment, evaluation of liquefaction potential, identification of soft layers, pavement system analysis and determination of soil damping. Extensive review of these applications can be found, for example, in works of Socco and Strobina (2004), Xia et al. (2004), Rix (2005) and Foti (2005).

There are two main advantages of surface waves which can be utilized in the near surface prospection. The first one is that surface waves carry most of the seismic energy and hence are easily detectable even on large distances. The second one is that surface waves are dispersive – their velocity changes with frequency. Since different frequencies have different depth sensitivity, the vertical velocity profile can be determined by examining a range of frequencies.

Therefore the processing and interpretation of surface waves is mainly based on determination of dispersion curves – the actual variation of velocity with frequency (e.g. Aki and Richards, 2002; Údias, 1999). In general, there are two “types” of velocities associated with surface wave propagation – the group and phase velocities. The group velocity represents the energy spreading. We can measure it using only one receiver (geophone). By inversion of group velocities we get the velocity profile corresponding to the average structure of a geological media between a source and a receiver. The phase velocity represents the velocity of the certain phase component. We can measure it between at least two receivers (geophones). Inverting the phase velocities we obtain velocity profile corresponding to the geological environment between the receivers. The dispersion property also causes that each propagating frequency component has both its unique velocity and its specific wavelength.

In the presented paper we deal with surface waves of two types - Rayleigh and Love waves. The difference between them is in a way they propagate through the subsurface. The Rayleigh waves are elliptically polarized in the plane which is determined by the normal to the surface and by the direction of propagation. They can

be measured on the vertical (Z) and radial (R) component. Rayleigh wave was firstly described by Lord Rayleigh (Rayleigh 1885). In contrast, the particle motion of the Love waves is transverse and parallel to the surface. Therefore these waves can be observed on the transversal (T) component. Love waves were introduced by the work of Love (1911).

The dawn of using surface waves in shallow seismic survey is connected with the introduction of the SASW method (Spectral Analysis of Surface Waves) described by Nazarian et al. (1983) and later by Stokoe et al. (1994). This method is based on analyzing the phase information of the cross-power spectrum of the measured seismogram, recorded by a pair of receivers at two different points along the profile. By means of the SASW method the phase velocity of the fundamental mode can be estimated.

Extension of this method for multichannel seismic equipment was introduced by Strobbia and Foti (2006) as method called MOPA (Multi-offset phase analysis of surface wave data). Surface wave phase velocities are calculated from the phase differences among multiple receivers arranged in a linear array. For each frequency component its wavenumber can be estimated from the cross-power spectra between the first receiver located nearest to the source and the remaining receivers in the array. This method is more robust compared to the SASW, but its main limitation is, that it can be used only to determine the apparent phase velocity of a single mode of propagation. The advantage of this method is that it allows simultaneous measurement of the dispersion and attenuation curves (Rix et al. 2001; Lai et al. 2002).

Another method which takes advantage of the commonly used multichannel equipments is the MASW method (Multichannel Analysis of Surface Waves) introduced by Park et al. (1999) and Xia et al. (1999). This method is based on transformation of a measured seismogram from the time-offset domain into the frequency-velocity domain by convolution of the original data with the sweep function. The decomposition of recorded wavefields into a swept-frequency format allows identification of several modes of surface waves. Phase velocity is determined from the linear slope of each frequency component of the swept-frequency record.

Another method, including also the surface wave analysis, is a full-wavefield transformation. For the purpose of the shallow seismic survey it was described by Forbriger (2003a, b) and by Lee and Kim (2003). A variety of other techniques have been used to calculate dispersion curves and description of all of

them is beyond the scope of this paper. For more information refer to the Keilis-Borok (1989), Lai and Wilmanski (2005).

In this paper the dispersion curves are processed by the Fourier transform-based modified multiple filtering technique implemented in the SVAL program (Kolínský 2004). The details of this method are described below.

This paper describes the interpretation of the surface waves obtained from the shallow seismic prospection with three-componental geophones. 1-D S-wave velocity models are reached from the inversion of phase velocity dispersion curves of Rayleigh and Love waves. The results are compared with results from other geophysical methods and also with direct observation from a paleoseismological trench. The Poisson ratio distribution is estimated from the combination of the S- and P-wave velocity profiles obtained from the surface wave analysis and P-wave tomography respectively.

SITE AND DATA DESCRIPTION

The data described and processed hereafter were recorded during the geophysical survey of the paleoseismological trench site over the Hluboká Fault, Czech Republic, Central Europe. The goal of the geophysical survey was to pinpoint the fault before making a trench over it (Špaček et al. 2011).

Geological background

The Hluboká Fault is one of the major faults forming a NE margin of the Budějovice Basin. The Budějovice Basin is one of two sedimentary basins (the other one being the Třeboň Basin) located in a Moldanubian unit of the Variscan orogeny in the area of South Bohemia. The sedimentary basins were formed on old reactivated faults during the Alpine orogeny in the Upper Cretaceous. The sedimentation was active, with several interrupts, up to middle Pliocene. Since then the sediment accumulation was taking place only in fluvial terraces, the largest thickness of sedimentary fill (300–370 m) is near the steep marginal faults at the east and north-east of the Budějovice Basin (Špaček et al. 2011).

The crystalline fundament is mainly formed by high-grade metamorphic rocks of the Moldanubian unit (paragneiss, migmatites and granulites) and intrusions of Late Variscan granitoides. The sedimentary fill is most often represented by fluvial and lacustrine clastic deposits – gravels, sandstones and claystones.

The proposed trench site near the village of Úsilné at the NE of the Budějovice Basin (Fig. X1-mapa) was located on the supposed course of the Hluboká Fault. The maximum of the horizontal gravity gradient suggests a very steep fault and the thickness of sedimentary fill is, according to boreholes, between 300–350 meters (Špaček et al. 2011). Similar results were obtained also by the seismic section Úsilné (Decker et al. 2010).

In the study area, the fault forms, near the surface, a contact between the Upper Cretaceous sediments of the Budějovice Basin on the SW and Permo-Carboniferous sediments of the Blanice Furrow on the NE. The Cretaceous sediments are formed by sands and clays while the Permo-Carboniferous layers consist mainly of siltstones and arcoses. The arcoses are heavily weathered, mainly in the vicinity of the fault, where the weathering is further accelerated by an extensive fragmentation.

Data acquisition and processing

Detection of faults is a task often solved by geophysical methods (cf. Apparao et al. 1972, Demanet et al. 2001, Hartvich and Valenta 2011). The geophysical methods can image the fault relying on different physical properties of rocks on both sides of the fault (usually as a consequence of significant movement on the fault) or on different physical properties of rocks within the fault zone (or both together).

The rocks within the fault zone are usually fragmented which increases a degree of weathering and amount of clay particles in the affected volume. The increased content of clay decreases the resistivities significantly and hence enables imaging of faults by means of geoelectrical methods. The fragmentation within the fault zone also inevitably changes elastic parameters of a geological media and enables various seismic methods to take part in the mapping process.

According to the reasons just mentioned we have used a shallow seismic refraction, surface wave data analysis and a DC resistivity tomography to image the geological media over the supposed fault course and to pinpoint the fault position to localize trenching.

The DC resistivity data were recorded with the Resistar resistivity meter by Geofyzika Brno (ancestor of the GF Instruments, Ltd.). The inter-electrode step was 2 metres, the electrode configuration was Wenner-Schlumberger. The data were processed using the Res2dInv software by M. H. Loke (Loke and Barker 1996). The

resistivity results (Fig. 1) indicate significant conductive zone between the x-coordinates 282–310, which was supposed to be caused by the fault zone.

The seismic measurement was realized by P-wave refraction method and by surface wave analysis. The seismic data were acquired using the 24-channel Geode engineering seismograph by Geometrics (USA). For the refraction seismic we used standard, 24 Hz, vertical electrodynamic geophones. The step between geophones was 3 meters. A sledge hammer was used as an energy source. The data were processed by means of plus-minus method (Hagedoorn 1959) and by the seismic tomography using the Plotrefa module of SeisImager program by Geometrics. The resulting P-wave velocity distribution (Fig. 1) suggests that the fault should be located about the x-coordinate 290, where lower velocities on the SW side (Cretaceous sediments) are changing to higher velocities of the NE side (Permo-Carboniferous sediments).

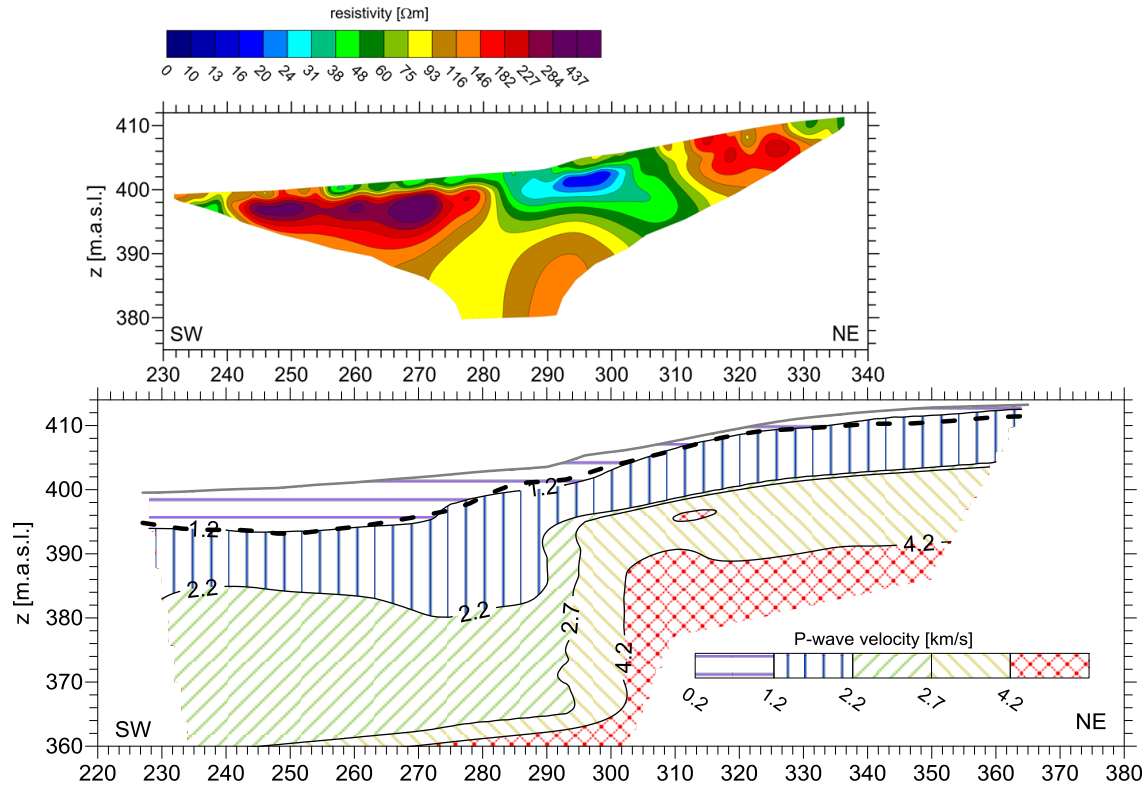


Fig. 1. The results of the DC resistivity tomography (upper part) and the results of refraction seismic tomography (lower part) with depiction of the refraction boundary (thick dashed line).

For the surface wave analysis we have used eight, 10 Hz, three-component geophones. The whole measurement consisted of two spreads, where the geophone No. 8 remained at the same position within both spreads (Fig. 2). Again the sledge

hammer was used as a source of seismic energy. The records from the first spread (261-296) have distinctively better signal-to-noise ratio than the records from the second one (296-331) and consequently the surface wave groups from the first spread are extracted more reliably. The processing and interpretation of the surface waves is a key point of this paper and is described in detail below.

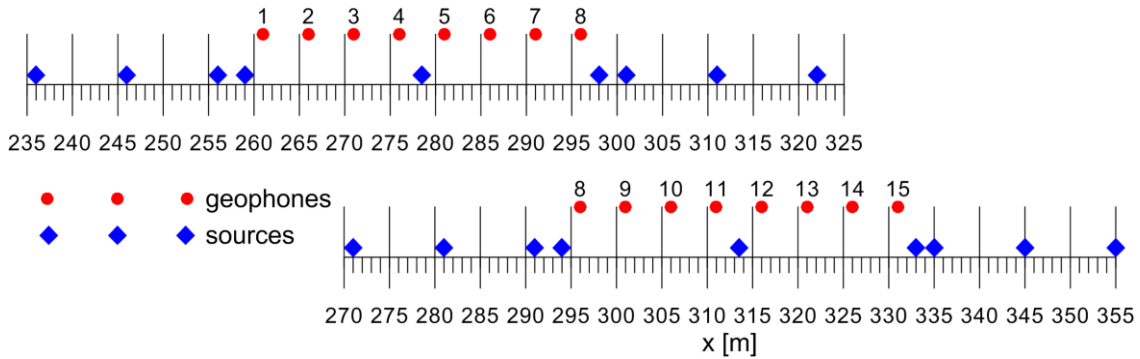


Fig. 2. Arrangement of the surface wave measurement with the three component geophones. The red dots denote the position of the three-component geophones, the blue diamonds represent the positions of the sources (the impacts of the sludge hammer).

Finally, the paleoseismological trench was dug at the site. Trench was located to reach the broader area of the contact of Cretaceous and Permo-Carboniferous sediments indicated by terrain scarp and geophysical profiles. The fault segment was exposed in 56 m length trench with typical depth 4m, maximum depth 5m. The trench found deformed Cretaceous sediments in the low x-coordinates in the steep tectonic contact with Permo-Carboniferous sediments in the high x-coordinates. In Cretaceous sediments the lithological sequence is as follows (from low to high x-coordinates): coarse- to fine-grained sands/sandstones followed by coarse- to fine-grained sands alternating with clayey beds. In Permo-Carboniferous sediments the lithological sequence is as follows (from contact with Cretaceous to the higher x-coordinated): fractured and cataclastic arcoses with clay-rich fault gouges followed by strongly faulted arcoses with slices of mylonitized siltstones and finally - arcoses with intercalated siltstones less affected by tectonic deformation, with clear bedding. The block of Permo-Carboniferous rocks is in the hanging wall position, being thrust over Cretaceous sediments due to the post-Santonian fault slip with significant thrust component. The upper 1.5 - 2.8 m of the exposed profiles are represented by colluvia strongly affected by solifluction. This horizon is interpreted as a product of Quaternary weathering and gravity driven slope movements supported by high water content due to melting of the snow-cover and the upper parts of permafrost (so called gelifluction).

The schematic diagram of lithological and structural situation within the paleoseismological trench is depicted in Fig. 3.

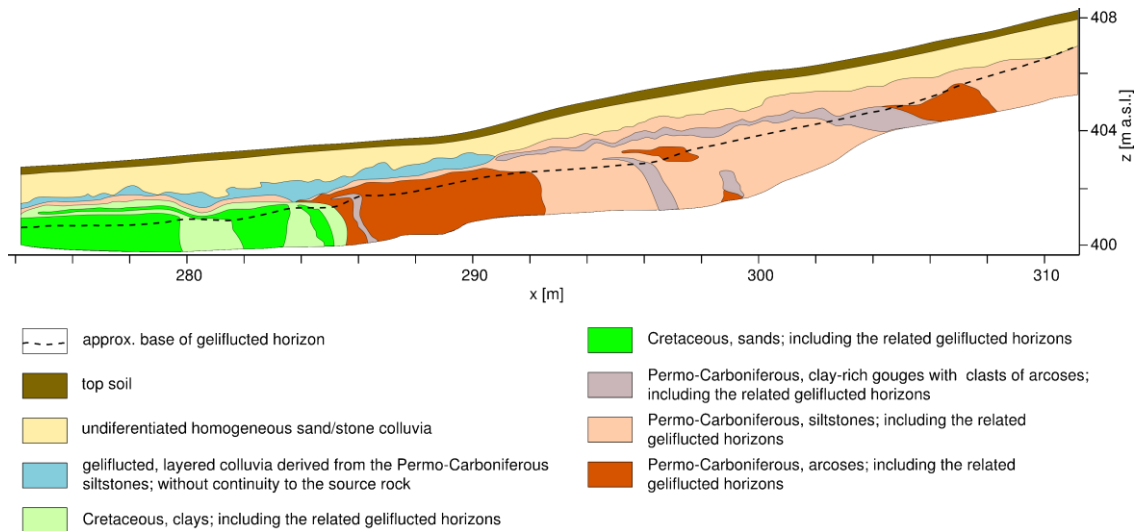


Fig. 3. The schematic diagram of lithological and structural situation within the paleoseismological trench with the overthrust contact of Cretaceous and Permian rocks.

SURFACE WAVE PHASE VELOCITY DETERMINATION

Dispersed records are analyzed by the SVAL program (Kolínský et al., 2004). The SVAL program uses the multiple filtering technique (Dziewonski et al., 1969). It is a standard method of the Fourier transform-based frequency-time analysis.

The surface phase velocity is obtained using the time shifts between the records from pairs of neighboring geophones. Beforehand the separate analysis of single seismic records (seismograms measured at one geophone) is performed. First of all, the Fourier spectrum of the whole record is calculated. Then the set of Gaussian filters with non-constant relative resolution is used to weight the spectrum. The filters are defined by their width and central frequency. The width of filters is not constant. Toward higher frequencies, the width of the filters is broader in the frequency domain to ensure more accurate resolution in the time domain. Examples of estimating the optimum coefficient for controlling the width of the filters can be found in Levshin et al. (1972 and 1992). Filtered spectra are transformed back to the time domain and a set of harmonic signals is obtained. Five local envelope maxima are found at all quasi-harmonic components. These maxima can be assigned to different modes of direct surface waves as well as to possible reflected, converted and multipathed modes. The record is shown in a frequency-time representation that is a 3D depiction of a distribution of energy with dependence on both the time and frequency.

Then we use a procedure for selecting the proper wavegroup from each signal. One local maximum is selected at each signal to represent a point at a smooth curve linking all the selected times of maxima. We call this condition the criterion of continuity. Such a curve, representing the arrival times of the wavegroups depending on period, is the group velocity dispersion curve. For the demonstration of the dispersed wavegroup in the time domain, we can sum the selected quasiharmonic components tapered around the given maxima of the selected group velocity dispersion curve and plot the resulted wavegroup over the raw measured data. Such a dispersed wavegroup represents the signal filtered both in frequency and time domains.

However, for this study we prefer to use the phase velocity, because this velocity contains information about the structural velocity distribution between the receivers. It can be then geologically interpreted.

The phase velocity calculation is based on selection of wavegroup corresponding to the fundamental mode in each harmonic component, as in the case of group velocity determination. These harmonic components are truncated by a window centered at the envelope maximum with cosine taper on both window sides. Parameters are set so that the taper smoothes two periods at both sides around one period which is kept unchanged. So, a time window of five-period length is used for further computation. Because we need to compare the records from different stations, we use the same width of filters in the frequency domain and the same width of truncating windows in the time domain for all stations to ensure the coherency of the records. For details see Kolínský et al. (2011).

For determination of set of phase velocities for this study we proceed as follows. First of all we determined fundamental mode of surface waves on all geophones and on all components for all measured records, where it is possible. In some distances the offset (the distance between source and the receiver) is too short to allow surface wave to evolve. On the other hand, in some large offsets, the signal-to-noise ratio is too small for proper identification of dispersion curve. The example of the measured three-component seismogram with highlighted fundamental mode wavegroup determined by the SVAL program is presented in Fig. 4.

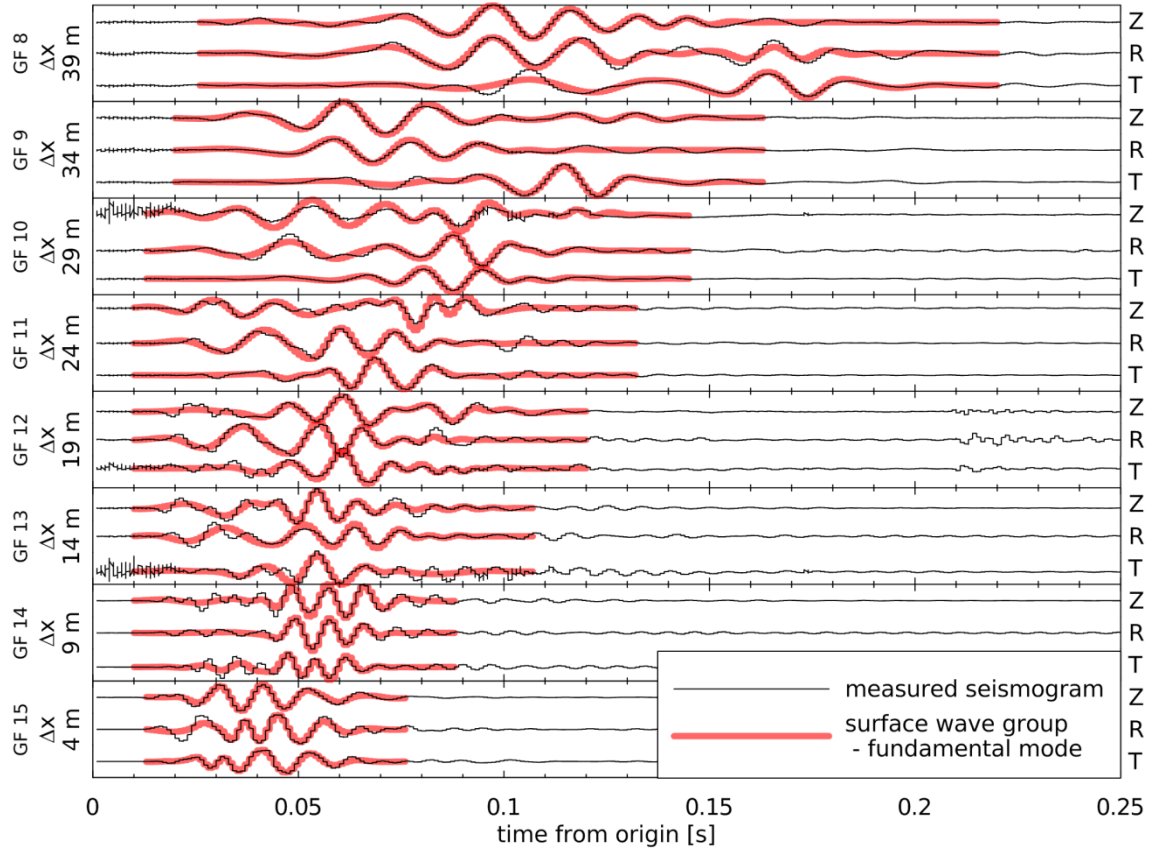


Fig. 4. Example of seismograms measured using three component geophones from the source at 355 m with highlighted surface wavegroups. The black lines represent the measured seismogram, the red lines depict fundamental mode of surface waves. Red line is obtained as a sum of the filtered quasimonochromatic signals acquired by the multiple filtering and corresponding to the selected dispersion curve.

After that, we calculate phase velocity dispersion curves between all neighboring geophones (distance 5 m) from all possible realized sources. The phase velocity for each harmonic component is obtained using the time shifts between the records from pair of geophones. Two harmonic components from two records are mutually shifted in time sample by sample and a correlation is computed for each shift. The maximal correlation gives the time shift corresponding to the propagation of the given harmonic component between both geophones. Totally, we have fourteen pairs of geophones what means fourteen profiles. There is a small gap in Love wave profiles. The T component did not work for the geophones 12 and 13, so there are no Love wave dispersion curves for the profiles 311-316, 316-321 and 321-236.

Finally, we incorporate all phase velocities belonging to the certain profile into one data set concerning all points from all curves as a cloud of the data. Then we calculate the average dispersion curve with help of a moving average filter, which is a lowpass filter with coefficients equal to the reciprocal of the span. The example of the smooth-fitting is plotted in Fig. 5.

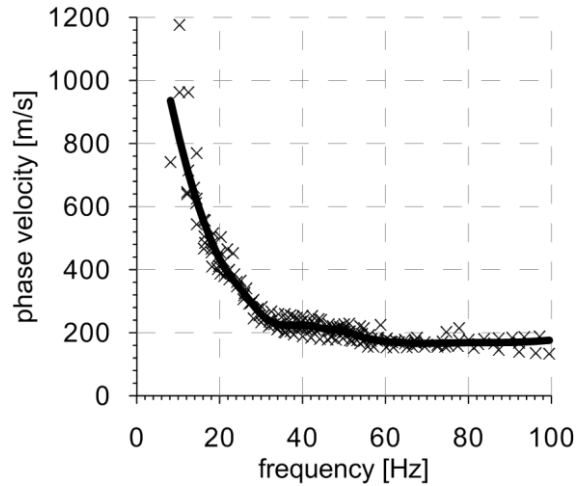


Fig. 5. Example of smooth-fitting applied to obtain the average dispersion curve. The example is for the Z component of the profile 271-276.

The resultant phase velocity dispersion curves for all three components are presented in Fig. 6. We can observe increasing velocities with increasing x-coordinates for all three components. In addition, we can observe several interesting phenomenon on this datasets. For some profiles, the Love waves (blue lines) are slower than the Rayleigh waves (red and green lines). It has already been described by Safani et al., 2005. In addition, the Rayleigh and Love wave velocities are very close to each other and both wave types arrive to the geophones in very similar times so the separation of these two kinds of wave is complicated. Moreover, Rayleigh waves are generated by compressional P-waves and by the SV vertical component of the S-waves, so they should be observed on Z and R components. Love waves are generated by the SH horizontal component of S-waves so they should be observed only on T component. This assumption is reasonable in case of horizontally layered homogenous isotropic media. In the case of complex structure of the media, the reflection, refraction and multipathing may occur and also in the case of anisotropy of the medium we can observe effects when Rayleigh waves appear at T component and Love waves at Z and R component. This phenomenon has been studied in case of observation of the Earth crust e.g. by Kobayashi and Nakanishi (1998) and we can also observe this phenomenon on studied dataset. Moreover this effect is amplified by the fact that used engineering three-component geophones exhibit lower sensitivity of horizontal components compared to vertical component. The higher amplitude of Z and R components results also from the directional characteristic of used seismic source.

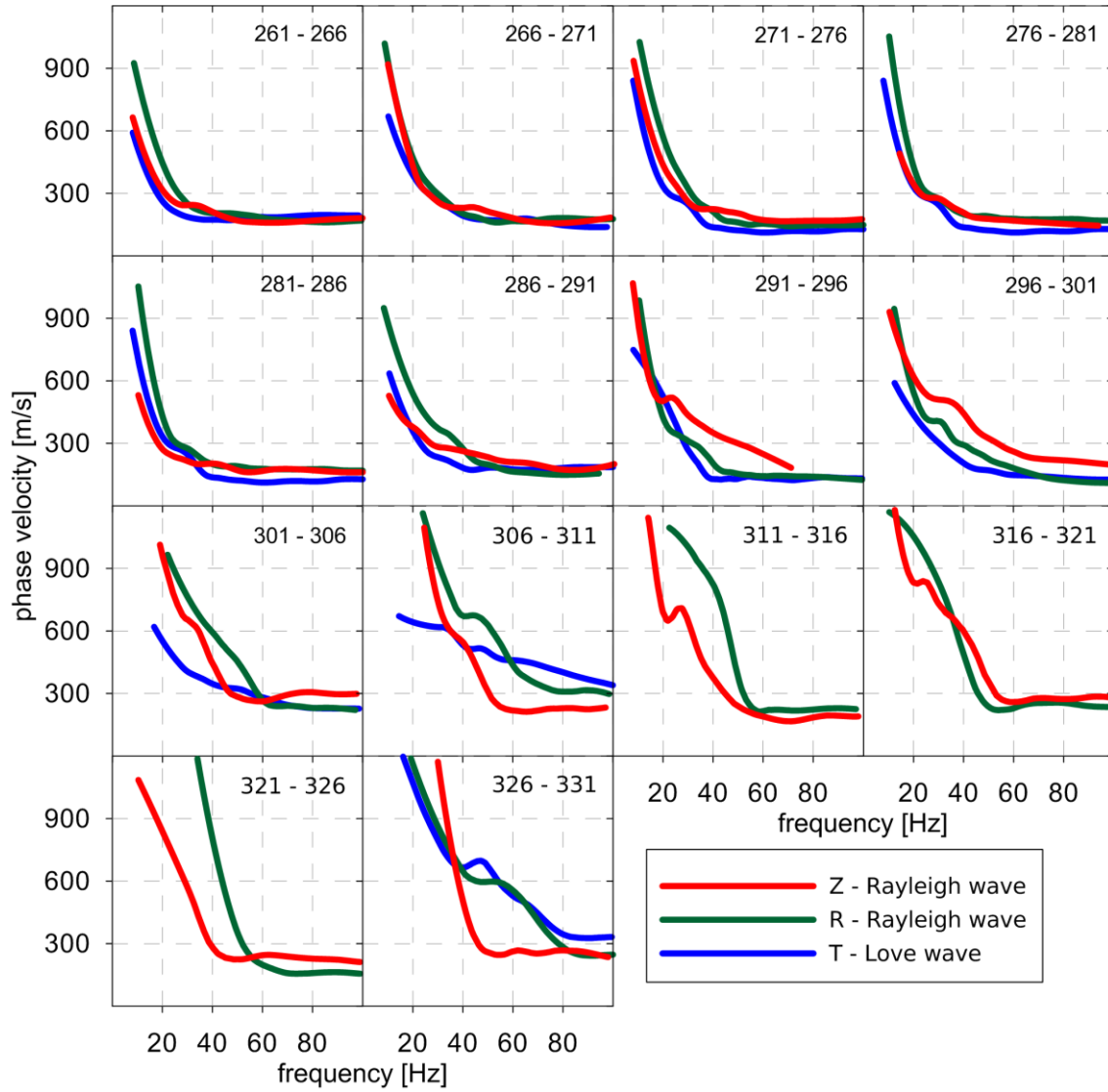


Fig. 6. Phase velocity dispersion curves; Rayleigh waves on Z and R component (red and green lines, respectively) and Love waves on the T component (blue lines).

INVERSION OF DISPERSION CURVES

For the inversion of the dispersion curves, the method described by Kolínský and Brokešová (2007) and by Kolínský et al. (2011) is used. 1D velocity distribution with depth consisting of layers with constant structural parameter values is modeled.

Layer thicknesses are set manually by trial and error approach. The thicknesses gradually increase for deeper layers since also the resolution ability of the lower frequencies of surface waves is worse. As the structural velocity of the uppermost layers influences all frequencies of surface waves, for more complicated dispersion curves, the uppermost layers were set to be thinner to allow better

representation of the given curve. Density is kept unchanged. In the uppermost layer, the density is set to the value of 1.8 g/cm^3 and it gradually increases to the depth of 40 m (halfspace), below which it is 2.5 g/cm^3 , see Jacoby and Smilde (2009).

By the inversion procedure, the shear wave velocity v_s is determined in case of Love waves and v_s and v_p/v_s ratio is determined in case of Rayleigh waves. Because even the velocity of Rayleigh waves depends mostly on the v_s of the medium, the v_p/v_s ratio is strongly constrained in the procedure and may vary only in the range from 1.7 to 1.9. Hence, as a result, we show only the v_s distribution with depth for both surface wave types.

The isometric method (IM) is used for solving the inversion problem. It is a fast inverse algorithm developed by Málek et al. (2005) and tested by Málek et al. (2007). It combines features of several standard methods, particularly the simplex method, Newton's least-squares method and simulated annealing (Tarantola 1987). Typical problems, which are effectively solved by the IM, are weakly non-linear problems with tens of parameters and complicated forward modeling.

During the IM procedure, the population of $m+1$ best models (m is the number of model parameters) is stored in the memory. The new model is generated as the optimal linear combination of these models. Sometimes, a new model is generated in a random way to prevent the algorithm from reaching a local minimum. The basic idea of the IM is to postulate the distance in the model space in such a way that the model and data spaces are isometric, i.e. the distances in both spaces have the same measure. If the inverse problem is linear, IM finds the optimal solution in the first iteration. For nonlinear inverse problems, many iterations are necessary. As all model-data vector pairs are used many times in successive iterations, the number of the forward problem computations is minimized. Therefore, this method is suitable for the inversion of dispersion curves.

The inversion itself works in such a manner that theoretical dispersion curve is computed and compared with the measured one in each iteration. The forward problem (theoretical dispersion curve computation) is solved by the modified Thomson-Haskell matrix method (Proskuryakova et al. 1981). Dispersion curves are found in a 1-D layered model above a halfspace with constant values of v_s , v_p and density in the individual layers and the halfspace.

The velocity model is changed by the IM in such a way that the difference between both curves is minimized. As a starting model, we use gradually increasing distribution of shear (and longitudinal) velocities with depth. The result of inversion

does not depend on the starting model, however, by setting the proper starting model, we can save the computational time.

The dispersion curve inversion is non-unique: nearly the same dispersion curve can be obtained by propagation through different 1D velocity structures. Since the generation of models in the IM is random, the non-uniqueness causes slightly different results of inversion even for the same input data, see, for example, Kolínský (2007). To avoid the disturbances caused by this non-uniqueness, we run the inversion 60 times for each problem with the same input parameters and as a result, we present mean velocity distribution with standard deviations for all layers of the given profile. In fig. 7 we see, that even the 60 fitted dispersion curves are very close to each other (their range being represented also by their standard deviation), the differences in the resulted models are much more pronounced. The first layers of the all models show similar structure, belonging to the Quaternary sediments. In deeper layers we can observe almost continuous increase of the S wave velocities with the increasing x-coordinates. The first two profiles (261 - 266 and 281 – 286) represent the velocity structure in the Cretaceous sediments. The rest pertain to Permo-Carboniferous sediments and they have higher velocities. The difference of the S wave velocity models obtaining from the different components is affected by effects such as heterogeneity and anisotropy of the medium.

For details refer to Kolínský and Brokešová (2007), where tests of the inversion reliability and a discussion on the resolution of the procedure can be found.

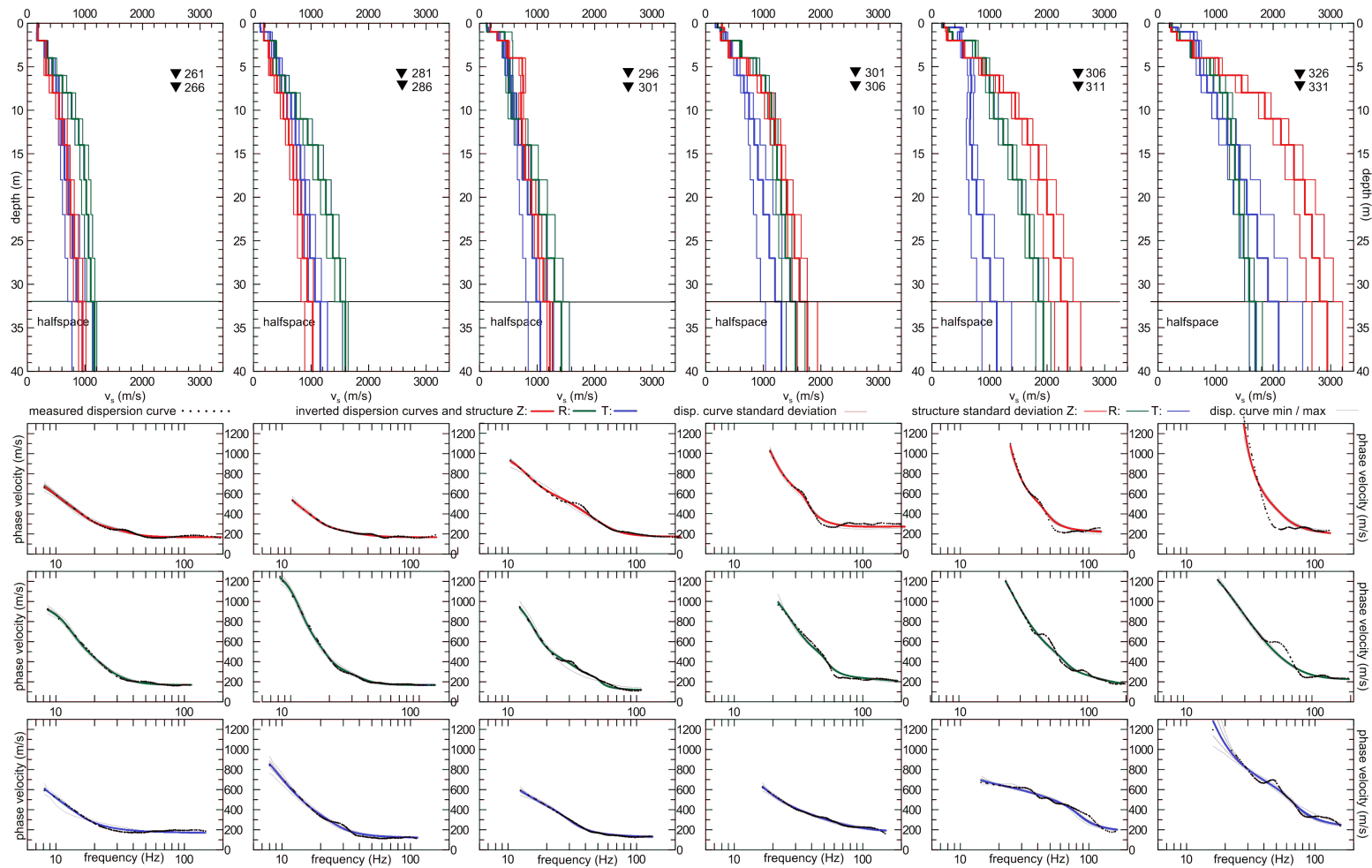


Fig. 7. Results of the phase velocity dispersion curves inversion. Set of 1-D S wave velocity structures for Love and Rayleigh waves and their phase velocity dispersion curves. The inputs of the inversion - measured dispersion curves are depicted by the black dots.

The resulting S-wave velocity distribution was established using all the six 1-D velocity models obtained by the inversion of Rayleigh waves for six profiles 261-266, 281-286, 296-301, 301-306, 306-311 and 326-331 (see Fig.8).

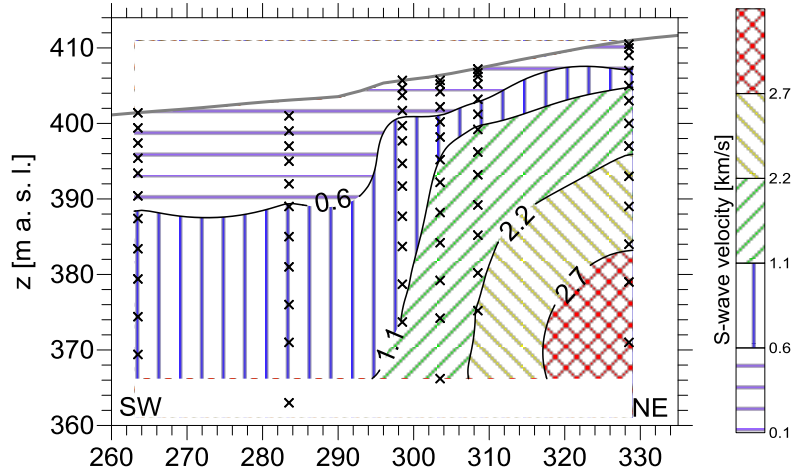


Fig. 8. The S-wave velocity distribution. Positions of 1-D velocity values marked.

COMPARISON OF THE P AND S WAVE VELOCITY SECTIONS

With regard to the observed effect of the diffusion of surface waves on the horizontal components (R and T), resulting in non-clear separation of the Love and Rayleigh wave it was decided that for the further interpretation only Rayleigh wave on the vertical component will be considered.

Obtained P and S wave velocity sections (Figs. 1 and 8) identified a fault zone as a zone with high horizontal velocity gradient. In both velocity sections the lower velocities on the SW correspond to Cretaceous coarse sandstones and clays. The NE side exhibit higher velocities corresponding to Permo-Carboniferous arcose.

The above planar distributions of the P and S wave velocities by means of isolines were compiled from the interpreted velocities interpolated into the regular grid points. This procedure enables calculations of the v_p/v_s ratio in all points of the grid. This ratio can be further used for the evaluation of the planar distribution of the Poisson ratio σ , via the formula:

$$\sigma = \frac{(v_p/v_s)^2 - 2}{2 * (v_p/v_s)^2 - 2},$$

where v_p is the P wave velocity, v_s is the S wave velocity and σ is Poisson ratio. The resultant Poisson ratio distribution is depicted in Fig. 9. The distribution of the Poisson

ratio yield additional information that characterizes the elastic parameters of the medium. In this case, relatively high values of Poisson ratio (value higher than 0,3) represent both Cretaceous sediments and strongly faulted arcoses with slices of mylonitized siltstones. Positions where the values of Poisson ratio is around 0,5 probably indicate settings with higher contents of clay component. Higher content of clay component occurs partly in the upper-most layer near the x-coordinates 300 – 310 and partly in the vicinity of the estimated fault disruption (from the top of the surface of the x-coordinate 280 to 20 m under the surface of the x-coordinate 295). This effect corresponds also to the lower values of the resistivity and to the contents of clay settings and strongly faulted arcoses with slices of mylonitized siltstones detected in the paleoseismological trench.

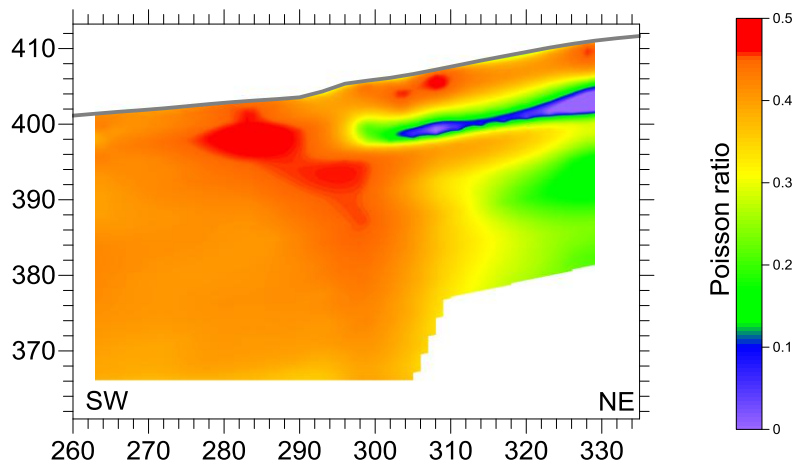


Fig. 9. The calculated Poisson ratio distribution.

Poisson ratio values around 0,4 correspond to the v_p/v_s ratio around 2,5. They can be observed on the SW part of the section and probably representing water-saturated coarse-grained sandstones. This assumption can be supported by the resistivity values within the first hundreds of Ωm (Fig. 1) and also by the direct observations from the paleoseismological trench.

In the NE part of the section, under the soil cover, the values of the Poisson ratio is around 0,25, which is value expected for the hard rocks. This zone corresponds to Permo-Carboniferous arcoses with intercalated siltstones with clear bedding. But there is one exception - the subhorizontal belt with low Poisson ratios. This belt is most probably the artifact, which is caused by zone with high vertical gradient induced by existence of subhorizontal bedding. In this case a small depth difference between the P and S wave velocity sections can cause an emergence of the subhorizontal belt with anomaly low v_p/v_s ratio.

DISCUSSION AND CONCLUSION

Presented case-study shows that resultant velocity section generated by P wave velocity tomography from the surface is comparable with the S wave velocity section derived from the surface wave inversion of waves detected on the pairs of contiguous geophones.

The resolution of seismic waves depends on their wave-lengths. When comparing the P and S wave velocities, the S waves exhibit lower velocity and usually lower frequency than P waves. In the case of extremely high v_P/v_S ratio (up to 5 in the given study) the resolution of S waves should be significantly better than that of P waves. However the S wave velocities are derived from dispersion properties of the surface waves in this case. Therefore their wave-length can be directly compared only with vertical resolution.

In the locality under study, the P wave-lengths were approximately between 2 and 50 m. The shortest waves correspond to near surface layers with v_P 400 m/s and frequency about 200 Hz. The longest wave-lengths correspond to measurement over the distance more than 60 m, when the rays penetrate into rocks with velocities exceeding 4000 m/s. Due to absorption their frequency is only about 80 Hz and it results in their wavelength about 50 m. The surface waves exhibit wave-lengths in the range from 2 to 300 m. The shortest waves correspond to shallow depths up to first 1 to 2 m below surface. The longest wavelengths are connected with the depth of underlying halfspace in the depth over 30 m.

The resolution of P wave seismic tomography depends most significantly on the chosen size of velocity cells used as velocity model. In this case the cell size was chosen from 2 by 3 m near the surface to 5 by 3 m at the depth about 40 m below the surface (the 3 m dimension corresponds to horizontal distance between adjoining geophones). The S wave velocity section was based on the six velocity profiles whose horizontal distances near the fault zone were 3 m. These velocity profiles differ significantly and they characterized well the horizontal velocity gradient associated with the fault zone. The better resolution for shallower depths up to 15 m allowed also indicating of fault zone part with higher contents of clay component.

For the analysis of surface waves a method based on the selection of the same wavegroup corresponding to the fundamental mode in each harmonic component at pairs of neighboring geophones was used. This method, although it is relatively laborious, proved to be suitable, especially due to its horizontal resolution.

ACKNOWLEDGEMENTS

The research was funded by the State Office for Nuclear Safety, Czech Republic (VaV project No. 1/2009 "Paleoseismology of the fault structures near NPP Temelín"; January 2009 to December 2010).

REFERENCES

- Aki K. and Richards P.G. 2002. Quantitative Seismology. 2nd Edition, University Science Books, Sausalito, CA.
- Apparao A. and Roy A. 1972. Field results for direct-current resistivity profiling with two-electrode array. *Geoexploration* 11, 21-44.
- Decker K., Hintersberger E. and Homolova D. 2010. Paleoseismology of Temelin's Near-Regional Faults – Interim Report 3. – MS Department of Geodynamics and Sedimentology, University of Vienna.
- Demanet D., Renardy F., Vanneste K., Jongmans D., Camelbeeck T. and Meghraoui M. 2001. The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the Roer Graben, Belgium. *Geophysics* 66(1), 78–89.
- Dziewonski A., Bloch S. and Landisman M. 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bulletin of the Seismological Society of American* 59 (1), 427-444.
- Forbriger T. 2003a. Inversion of shallow-seismic wavefields: I. Wavefield transformation. *Geophysical Journal International* 153, 719-734.
- Forbriger T. 2003b. Inversion of shallow-seismic wavefields: II. Inferring subsurface properties from wavefield transforms. *Geophysical Journal International* 153, 735-752.
- Foti S. 2005. Surface Wave Testing for Geotechnical Characterization. In: *Surface Waves in Geomechanics – Direct and Inverse Modelling for Soil and Rocks, CSIM Lecture Notes* (eds: C.G. Lai and K. Wilmanski). pp. 47-71. Springer-Verlag, Wien-New York.
- Hagedoorn J.G. 1959. The Plus-Minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophysical Prospecting* 7, 158-182.
- Hartvich F. and Valenta J. 2011. The identification of faults using morphostructural and geophysical methods: a case study from Strašín cave site. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 164, 425–441.
- Jacoby W. and Smilde P.L. 2009. Gravity Interpretation – Fundamentals and Application of Gravity Inversion and Geological Interpretation. Springer, 395 pp.
- Keilis-Borok V.I. (editor). 1989. Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous earth. Series: modern approaches in geophysics, vol. 9. Kluwer Academic Publishers.
- Kobayashi R. and Nakanishi I. 1998. Location of Love-to-Rayleigh conversion due to lateral heterogeneity or azimuthal anisotropy in the upper mantle. *Geophysical Research Letters* 25, 1067-1070.
- Kolínský P. 2004. Surface wave dispersion curves of eurasian earthquakes: the SVAL Program, *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 134, 165–185.
- Kolínský, P. and Brokešová, J. 2007. The Western Bohemia Uppermost Crust Shear Wave Velocities from Love Wave Dispersion, *Journal of Seismology*, 11, 101-120.
- Kolínský P., Málek J. and Brokešová J. 2011. Shear wave crustal velocity model of the western Bohemian Massif from Love wave phase velocity dispersion. *Journal of Seismology* 15(1), 81-104. doi:10.1007/s10950-010-9209-4.

- Lai C.G., Rix G.J., Foti S. and Roma V. 2002. Simultaneous measurement and inversion of surface wave dispersion and attenuation curves. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 22, 923-930.
- Lai C.G. and Wilmanski K. (editors). 2005. *Surface Waves in Geomechanics: Direct and Inverse Modelling for Soils and Rocks*. CISM Courses and Lectures No. 481. International Centre for Mechanical Sciences. Springer.
- Lee K.H. and Kim H.J. 2003. Source-independent full-waveform inversion of seismic data. *Geophysics* 68(6), 2010–2015.
- Levshin A., Pisarenko V.F. and Pogrebinsky G.A. 1972. On a frequency-time analysis of oscillations. *Annales Geophysicae* 28(2), 211–218.
- Levshin A.L., Ratnikova L. and Berger, J. 1992. Peculiarities of surface-wave propagation across Central Eurasia. *Bulletin of the Seismological Society of American* 82 (6), 2464–2493.
- Loke M.H. and Barker R.D. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting* 44, 131– 152.
- Love A.E.H. 1911. *Some problems of geodynamics*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Málek, J., Horálek, J. and Janský, J., 2005. One-dimensional qP-Wave Velocity Model of the Upper Crust for the West Bohemia/Vogtland Earthquake Swarm Region, *Stud. Geophys. Geod.*, 49, 501-524.
- Málek J., Růžek B. and Kolář, P. 2007. Isometric method: efficient tool for solving non-linear inverse problems. *Studia Geophysica et Geodaetica* 51, 469–490.
- Miller R.D., Xia J., Park C.B. and Ivanov J. 1999. Multichannel analysis of surface waves to map bedrock. *The Leading Edge* 18, 1392–1396.
- Nazarian S., Stokoe K.H. and Hudson W.R. 1983. Use of spectral analysis of surface waves method for determination of moduli and thickness of pavement system. *Transportation Research Record* 930, 38–45.
- Park C.B., Miller R.D. and Xia J. 1999. Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics* 64, 800–808.
- Proskuryakova T.A., Novotný O. and Voronina E.V. 1981. Studies of the Earth's structure by the surface-wave method (Central Europe) (*Izuchenie stroeniya Zemli metodom poverkhnostnykh voln* (Tsentral'naya Evropa), Nauka, Moscow, (in Russian).
- Rayleigh, J.W.S. 1885. On waves propagating along the plane surface of an elastic solid, *Proceedings London Mathematical Society* 17, 4–11.
- Rix G.J., Lai C.G. and Foti S. 2001. Simultaneous measurement of surface wave dispersion and attenuation curves. *Geotechnical Testing Journal* ASTM24, 350–358.
- Rix G.J., 2005. Near-Surface Site Characterization Using Surface Waves. In: *Surface Waves in Geomechanics – Direct and Inverse Modelling for Soil and Rocks, CSIM Lecture Notes* (eds: C.G. Lai and K. Wilmanski). pp. 1-46. Springer-Verlag, Wien-New York.
- Safari J., O'Neill A., Matsuoka T. and Sanada Y. 2005. Applications of Love Wave Dispersion for Improved Shear-wave Velocity Imaging. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 10 (2), 135-150, doi: 10.2113/JEEG10.2.135.
- Socco L.V. and Strobia C. 2004. Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial. *Near Surface Geophysics* 2(4), 165-185.
- Špaček P., Prachař I., Valenta J., Štěpančíková P., Švancara J., Piskač J., Pazdírková J., Hanžlová R., Havíř J. and Málek J. 2011. Quaternary activity of the Hluboká Fault. Final report on research project. Masaryk University Brno. 199pp + appendices. http://www.ipe.muni.cz/hluboka_fault

- Stokoe II K.H., Wright S.G., Bay J.A. and Roesset, J.M. 1994. Characterization of geotechnical sites by SASW method. In: *Geophysical Characterization of Sites* (ed. R.D. Woods), pp. 15– 25. Oxford & IBH Publishing Company.
- Strobbia C. and Foti F. 2006. Multi-offset phase analysis of surface wave data (MOPA). *Journal of Applied Geophysics* 59, 300– 313. doi:10.1016/j.jappgeo.2005.10.009
- Tarantola A. 1987. *Inverse problem theory*. Elsevier Science B.V., Amsterdam.
- Udías A. 1999. *Principles of seismology*. 1st ed. Cambridge University Press, 475 pp.
- Xia J., Miller R.D. and Park C.B. 1999. Estimation of near-surface shear wave velocity by inversion of Rayleigh wave. *Geophysics* 64(3), 691–700.
- Xia J., Miller R.D., Park C.B., Ivanov J., Tian G. and Chen C. 2004. Utilization of high-frequency Rayleigh waves in near-surface geophysics. *Lead Edge* 23, 753–759.

Příloha 7

Algoritmus programu DISECA

```

% DISECA - a Matlab code for dispersive waveform calculation
%
% created by Renata Gazdova (gazdova@irms.cas.cz) and Jan Vilhelm (vilhelm@natur.cuni.cz)
%
% Reference: Gařdov, R., Vilhelm, J., 2011: DISECA - A Matlab code for dispersive waveform calculations.
% Computers and Geotechnics, Vol. 38, No. 4, 526-531, doi:10.1016/j.compgeo.2011.03.001.
%
% Usage:
% DISECA: Program for model calculation of dispersive waveform. Calculation is based on summation the particular
% frequency components with the introduction of phase shifts, corresponding to velocity dispersion and given
% distance from a seismic source. DISECA program computes the synthetic seismogram of a single mode dispersive
% wave without interference with other waves, and with an exactly-defined dispersion curve, even over a very wide
% range of frequencies. The knowledge of physical parameters of the medium is not required. The resulting waveform
% only contains an individual dispersive wave of the selected mode, thus being particularly suitable for testing
% of methodologies for dispersive wave analysis.
%
% List of required input parameters:
% --dispersion curve of phase velocity (dependence of velocity on frequency) - two columns, with frequency in one
% and phase velocity in the second
% - the dispersion curve can represent an arbitrary mode of any dispersive wave, line 67,68
% geometry of the modeled synthetic wavefield:
% --maximal offset (maximal distance between the source and the receivers), line 56
% --distance between receivers, line 57
% time parameters of the modeled synthetic waveform:
% --duration of the seismic impulse F(t), line 58
% --sampling frequency - in time, line 59
% --duration of the whole synthetic waveform, line 60
% -- gain of the synthetic waveform, if it is not is required, set Z = 1, line 62
% -- damping coefficient - the damping coefficient ? represent decrease of the individual frequency component in
% amplitude with time and is connected with absorption of seismic waves [23]. The damping coefficient can be
% chosen as constant, linearly dependent on the time t, or with some more specific dependence on time. It can
% also be chosen as frequency dependent (for example higher frequencies can have higher damping coefficient
% than the lower ones). These choices can strongly affect the shape of the resulting waveform, and can be used
% to adjust the fit of the measured data in greater detail.
% -- see line 62, 79-82
%
% List of optional input parameters:
% -- amplitude response - the amplitude represents the amplitude of the individual frequency component, line 69
% -- effect of geometrical spreading - it is possible to use by uncomment line 135
%
% List of output parameters:
% -- the final synthetic wavefiled is saved in Matlab file: SyntheticWaveForm.m
% -- file include: 'suma_sg' - Matrix, where each column represent values of amplitude of the single
% synthetic waveform
% 't_total' - vector that represent time
% 'samplingInterval' - value of sampling interval
% 'x' - vector that represent distances (offsets)
%
% Copyright 2008, Renata Gazdova and Jan Vilhelm; gazdova@irms.cas.cz
%
% This program is free software: you can redistribute it and/or modify it under the terms of the GNU General
% Public License as published by the Free Software Foundation, either version 3 of the License, or (at your
% option) any later version.
%
% This program is distributed in the hope that it will be useful, but WITHOUT ANY WARRANTY; without even the
% implied warranty of MERCHANTABILITY or FITNESS FOR A PARTICULAR PURPOSE. See the GNU General Public License for
% more details:http://www.gnu.org/licenses/.

clear all
close all

%parameters that need to be set, DISTANCES = METERS [m], TIME = MILLISECONDS [ms]
max_x = 101; %maximal offset [m]
krok_x = 2; %distance between receivers [m]
delka_impulsu = 300; %duration of the seismic impulse F(t), in [ms]
samplingInterval = 1; %sampling frequency - in time [ms]
delka_t = 1000; %duration of the whole synthetic waveform [ms]
Z = 5; %gain of the synthetic waveform
beta = 1/8000; %damping coefficient

%load data of dispersive curve (in EXCEL format) - need to be defined in which columns are the frequency and the
% phase velocity data
data = xlsread('DispData_INPUT.xls'); %basic mode
%data = xlsread('DispData_INPUT_1mode.xls'); %first higher mode
f = data(:,1); %column with frequency [Hz]
vph = data(:,3); %column with phase velocity [km/s]
%a = data(:,5); %column with AMPLITUDE RESPONSE - if we had this information
pocet = length(f); %calculation of the number of frequency components
omega(1:pocet,1) = 2*pi*f*(10^-3); %recalculation of frequency into the angular frequency

x = 1:krok_x:max_x; %counting of offset axes x
max_k = max_x/krok_x; %counting of number of cycles that need to be done

%calculation of the seismic impulse for certain frequency components F(t)
t = 0:samplingInterval:delka_impulsu; %time v ms
for i = 1:pocet
    %betaa(i,1) = 1/(50*exp(1/f(i,1)*15)); %exponential increase of damping coefficient with
    % frequency
    betaa(i,1) = (1*f(i,1))/8000; %linear increase of damping coefficient with
    % frequency
    sg(i,:) = (exp(-1*beta*t)).*sin(t*omega(i,1)); %constant damping ratio
end

```

```

sg2(i,:) = (exp(-1*betaa(i,1)*t)).*sin(t*omega(i,1)); %variable damping ratio
end

%plot of the all frequency components in case of variable damping ratio
figure
for i=1:pocet
    max_trace=max(sg(i,:));
    min_trace=min(sg(i,:));
    max_ampl_trace=max([max_trace, abs(min_trace)]);
    plot(t,sg2(i,:)*2+f(i,:));
    %plot(t,sg(i,:)/max_ampl_trace+f(i,:));
    hold on
end
hold off
title('variable damping ratio')
xlabel('time [ms]')
ylabel('frequency component [Hz]')

%plot of the all frequency components in case of constant damping ratio
figure
for i=1:pocet
    max_trace=max(sg(i,:));
    min_trace=min(sg(i,:));
    max_ampl_trace=max([max_trace, abs(min_trace)]);
    plot(t,sg(i,:)*2+f(i,:));
    %plot(t,sg(i,:)/max_ampl_trace+f(i,:));
    hold on
end
hold off
title('constant damping ratio')
xlabel('time [ms]')
ylabel('frequency component [Hz]')

figure
% 1) calculation of the synthetic waveform from the dispersive curve - FIRST cycle for calculation F(t,f) for
% different offsets x
for k = 1:(max_x/krok_x)
    t_start(1:pocet,k) = x(1,k)./vph(:,1); %calculation of the arrival time of the given frequency component into
    % the distance x [m]

    %calculation of the time offset - each frequency component have different velocity => different arrival time
    t_total = 0:samplingInterval:delka_t;
    vel_z = delka_t*(1/samplingInterval)+1;
    z = zeros(pocet,vel_z);
    t_start2(1:pocet,k) = round(t_start(:,k)*(1/samplingInterval));

    for i = 1:pocet
        z_start(i,1) = t_start2(i,k);
        z_end(i,1) = t_start2(i,k)+delka_impulsu*(1/samplingInterval);
        %z(i,z_start(i,1):z_end(i,1))=sg(i,:); %constant damping ratio
        z(i,z_start(i,1):z_end(i,1))=sg2(i,:); %variable damping ratio
    end

    %summation of the time shifted signals of different frequencies
    suma_sg(:,k) = sum(z); %without geometrical spreading
    %suma_sg(:,k) = 1/x(:,k)*sum(z); %with geometrical spreading (the decrease of the energy with distance)
    %plot(t_total,suma_sg(:,k)+k*krok_x) %without normalization of the amplitude
    max_ampl=max(suma_sg(:,k));
    min_ampl=min(suma_sg(:,k));
    max_plot=max([max_ampl, abs(min_ampl)]);

    subplot(1,2,1)
    plot(t_total,suma_sg(:,k)*Z/max_plot+k*krok_x)
    title('dispersive waveform')
    xlabel('time [ms]')
    ylabel('offset [m]')
    hold on
end
hold off
axis tight
%xlim([0 500])

%SPECTRUM
[vzorky,geofony]=size(suma_sg);
maxf = 1/(2*samplingInterval/1000);
krokf=1/(t_total(end)/1000);
frekv=0:krokf:maxf;
prumery_SumaSg = mean(suma_sg);
prumer1 = mean(prumery_SumaSg);
suma_sg2 = suma_sg-prumer1;
spe_z=abs(fft(suma_sg2));
spe_z2 = spe_z(1:(vzorky+1)/2,:);

%normalization of the spectrum
for i=1:geofony
    n_spe_z2(:,i)=spe_z(:,i)/max(spe_z(:,i));
end

```

```

%define frequency range of spectrum that will be drawn
fstart = 2;    %[Hz], need to be even number
fend = 180;    %[Hz], need to be even number
ZPS = 10 ;     %gain of the power spectrum

%figure
subplot(1,2,2)
for i=1:geofony
    plot(frekv,n_spe_z2(:,i)*ZPS+i);           %plot all
    %plot(frekv,spe_z2(:,i)+i);               %plot without
                                                %normalization
    %plot(frekv(fstart/krokf:fend/krokf),n_spe_z2(fstart/krokf:fend/krokf,i*ZPS+i*krok_x); %plot of the chosen
                                                %part
    hold on
end
%title('title');
xlabel('frequency [Hz]');
%xlim([0 100]);
ylabel('offset [m]');
hold off
axis tight

%save('SyntheticWaveForm','suma_sg','t_total','samplingInterval','x')

```